

GEOGRAFÍA

CUADERNOS DE LA ESCUELA DE GEOGRAFÍA
• UNIVERSIDAD DE LOS ANDES

Nº 1



ENRIQUE LA MARCA

***ORIGEN Y EVOLUCIÓN
GEOLÓGICA DE LA
CORDILLERA DE MÉRIDA***

ANDES DE VENEZUELA



UNIVERSIDAD DE LOS ANDES
FACULTAD DE CIENCIAS FORESTALES Y AMBIENTALES

AUTORIDADES

RECTOR

Felipe Pachano R.

VICE-RECTOR ACADEMICO

Antonio Luis Cárdenas

VICE-RECTOR ADMINISTRATIVO

Edilio Villegas

SECRETARIO

Lester Rodríguez

DECANO DE LA FACULTAD DE CIENCIAS FORESTALES Y AMBIENTALES

Douglas Rojas

DIRECTORA DE LA ESCUELA DE INGENIERIA FORESTAL

Narcisana E. de Pernía

DIRECTOR DEL INSTITUTO DE SILVICULTURA

Ernesto Arends

DIRECTOR DEL INSTITUTO DE GEOGRAFIA Y CONSERVACION DE LOS RECURSOS NATURALES RENOVABLES

Ricardo Ponte

DIRECTORA DE LA ESCUELA DE GEOGRAFIA

Agnes T. Aldana

DIRECTOR DEL LABORATORIO NACIONAL DE PRODUCTOS FORESTALES

Franz Rosso

DIRECTOR DEL CENTRO DE ESTUDIOS FORESTALES Y AMBIENTALES DE POSTGRADO

Armando Briceño

DIRECTOR DEL INSTITUTO DE INVESTIGACIONES AGROPECUARIAS

Manuel Briceño

DIRECTOR DE LA ESCUELA DE CAPACITACION FORESTAL

Julio Serrano

COORDINADORA DE PUBLICACIONES

Jajaira Oballos

GEOGRAFIA

**CUADERNOS DE LA ESCUELA DE GEOGRAFÍA
Nº 1**

SEGUNDA ETAPA



ORIGEN Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CORDILLERA DE MÉRIDA (ANDES DE VENEZUELA)

ENRIQUE LA MARCA

Este texto fue evaluado y recomendado para su publicación y avalado para su edición por el Departamento de Geografía Física de la Escuela de Geografía de la Facultad de Ciencias Forestales y Ambientales de la Universidad de Los Andes.

Todos los derechos reservados

Esta prohibida la reproducción parcial y total bajo cualquier medio audiovisual sin la previa autorización del autor.

Edición 1era. 1997
ISBN 980-11-0068-0
ISSN 1316-5437

Editado por la Unidad de Producción de la Facultad de
Ciencias Forestales y Ambientales y financiado por la
Comisión para el Desarrollo del Pregrado (CODEPRE) de la
Universidad de Los Andes
Mérida - Venezuela
1000 ejemplares
Junio, 1997

IMPRESION: Taller de Publicaciones, Facultad de Ciencias
Forestales y Ambientales.

PRESENTACION

La tradición geográfica en la Universidad de Los Andes se remonta a los años finales de la década de los cincuenta cuando inicia sus actividades el Instituto de Geografía y Conservación de Recursos Naturales, con un empuje de tal trascendencia que se hizo sentir en el proceso de desarrollo de la profesionalización del geógrafo, en Venezuela, al servir de instrumento en la creación de la Escuela de Geografía en el año de 1964, aunque sus actividades ya se habían iniciado en 1962.

El desempeño de la Escuela resultó notable y su influencia no se hizo esperar, extendiéndose rápida y ampliamente su radio de acción a distintos lugares del territorio nacional. Así, atrajo estudiantes de los lugares más recónditos del país para entonces diseminar a sus egresados y en consecuencia, difundir al profesional de la geografía. Con ello se abrieron interesantes perspectivas en el campo laboral y en el proceso de divulgación del conocimiento de la Ciencia Geográfica bajo una visión diferente a la tradicionalmente conocida, la cual tiende a identificar a la geografía con su enseñanza en educación media. En este caso, con una orientación clara hacia el estudio científico de la organización, funcionamiento y dinámica del espacio geográfico y un ejercicio profesional hacia el conocimiento, planificación y utilización del territorio.

Asimismo, la política institucional de publicaciones tuvo un rol básico en el arduo quehacer difusor del conocimiento y de la profesión geográfica. En un principio le correspondió a la "**Revista Geográfica**", cuyo primer número salió el mismo día que se dió inicio a las actividades del Instituto de Geografía. Posteriormente se publicaron los "**Cuadernos de la Escuela de Geografía**", con una orientación académico-docente, presentándose su primer número en el año 1964, con autoría del profesor Pierre Perrin y bajo el título "**La Geografía Física**"

La trayectoria de los "**Cuadernos de la Escuela de Geografía**" ha sido prolija, aunque circunscrita al ámbito de la Escuela de Geografía, habiéndose publicado hasta la presente fecha sesenta números que abarcaron una amplia temática dentro de la Ciencia Geográfica y de muchas de sus ciencias auxiliares.

Nuestro interés por preservar esta tradición y su dilatada producción, así como el acontecer académico en la Venezuela reciente, que ha venido impulsando la creación de instituciones que tienen como objeto el estudio y la enseñanza de la ciencia geográfica, se constituyen en importantes elementos motivacionales para reorientar las características de nuestros "Cuadernos de la Escuela de Geografía" y así darle continuidad a tan preciados esfuerzos por divulgar materiales instruccionales en la temática de la ciencia geográfica, con la intención primordial de ampliar su difusión de ámbito nacional y contribuir de manera determinante en la formación de un mayor número de profesionales.

Nuestra esperanza se centra en la posibilidad de servir a la comunidad geográfica nacional, al permitirles tener a su alcance la producción de los múltiples trabajos que nuestro personal docente y de investigación pueda ofrecer a través de los "Cuadernos de la Escuela de Geografía", los cuales pueden servir de indiscutible apoyo docente en el proceso de enseñanza-aprendizaje de la geografía.

Con este número de GEOGRAFIA, Cuadernos de la Escuela de Geografía, Segunda Epoca, con autoría del profesor Enrique La Marca y titulado Origen y Evolución Geológica de la Cordillera de Mérida. Andes de Venezuela", confiamos colmar la expectativas de nuestros lectores.

Ceres I. Boada J

Coordinadora de Publicaciones de Geografía

CONTENIDO

Resumen	5
Introducción.....	7
Distribución Espacial de la Cordillera de Mérida.....	11
Origen de la Cordillera de Mérida	15
Evolución Geológica de la Cordillera de Mérida	17
Geología Histórica de la Cordillera de Mérida	21
Proterozoico (Pre-Cámbrico)	21
Paleozoico	25
Mesozoico	39
Cretácico	45
Cenozoico	71
Cuaternario	89
Bibliografía Citada	93
Agradecimientos	101
Índice Temático y de Nombres Científicos	103

RESUMEN

El presente trabajo constituye una síntesis de la información bibliográfica sobre el origen y la evolución geológica de la Cordillera de Mérida, la principal cadena montañosa del sistema andino de Venezuela. En el mismo se indica la distribución espacial, así como el posible origen de esta cordillera, mientras que el cuerpo principal del trabajo consiste en un compendio de las unidades geológicas que constituyen la Cordillera de Mérida, siguiendo un estricto orden de aparición cronológica en el registro litoestratigráfico. Para cada una de estas unidades se da, en la medida de lo posible, su ubicación y extensión geográfica, edad, fauna fósil distintiva y ambientes de sedimentación. El libro se ilustra con reconstrucciones paleogeográficas de las principales unidades geológicas mencionadas en el texto. Para facilitar búsquedas ulteriores de información relacionada con el tema, se proporciona una lista de referencias citadas que incluyen casi un centenar de títulos.

PALABRAS CLAVE: Geología, Venezuela, Andes, Cordillera de Mérida, Biogeografía Histórica.

INTRODUCCION

La Cordillera de Los Andes de Venezuela forma parte de un mosaico de bloques más o menos estables, limitados por zonas móviles que constituyen el Megabloque Norandino (Testamarck *et al.*, 1991). Está integrada por la Sierra de Perijá, que generalmente se asocia con la Cordillera Oriental de Colombia, y por la Cordillera de Mérida, objeto del presente trabajo. La Cordillera de Mérida es la porción de los Andes septentrionales que se extiende por unos 400 Km en dirección noreste (Schubert y Vivas, 1993) entre las latitudes 7°30' y 10°10' N y las longitudes 69°10' y 72°20' O (Fig. 1). Su límite más meridional lo constituye la Depresión de Táchira, mientras que el más septentrional está definido por la Depresión de Barquisimeto. Por su origen, estructura geológica, litología y morfología, Vivas (1992) considera a ésta última como parte integrante de la gran Cordillera Andina de América del Sur. Laubscher (1987), por otra parte, considera a la Cordillera de Mérida como una de las tres cadenas resultantes del contacto triple entre las Placas de América del Sur, Nazca y del Caribe (Fig. 1). Otros autores (como Soulas, *vide* Vivas, 1992:3), consideran que el levantamiento post-Mioceno de esta cordillera representa un evento independiente originado por deformación tectónica de los bordes de la Placa del Caribe y la Placa suramericana, las cuales convergen oblicuamente, teniendo como límite a la Falla de Boconó; la deformación tectónica resultante sería responsable del origen de las dos medias cadenas montañosas que conforman la Cordillera de Mérida. En este anticlinorio son abundantes las rocas del Mesozoico, aunque también se localizan rocas antiguas cercanas a los límites del Precámbrico.

La Cordillera de Mérida tiene unas dimensiones aproximadas de 400 km de largo por unos 80 km de ancho, en dirección suroeste-noreste. Comienza en la Depresión de Táchira y termina en la Depresión de

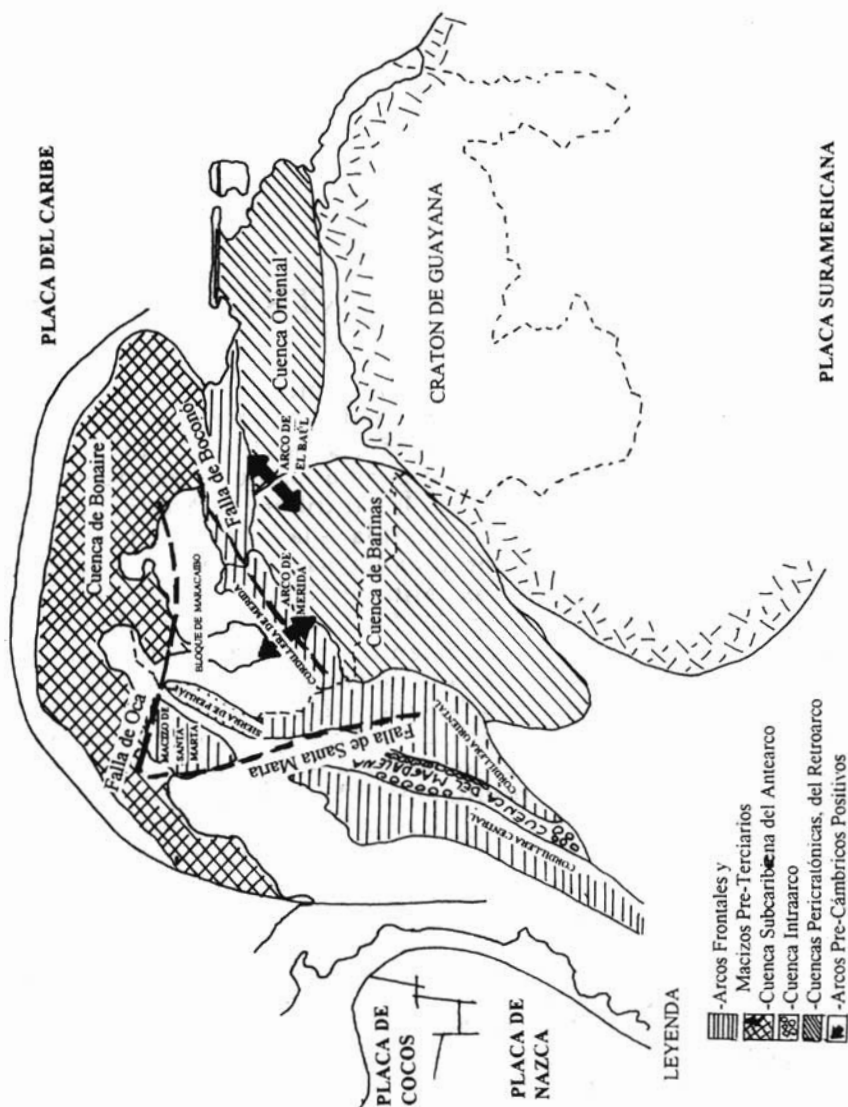
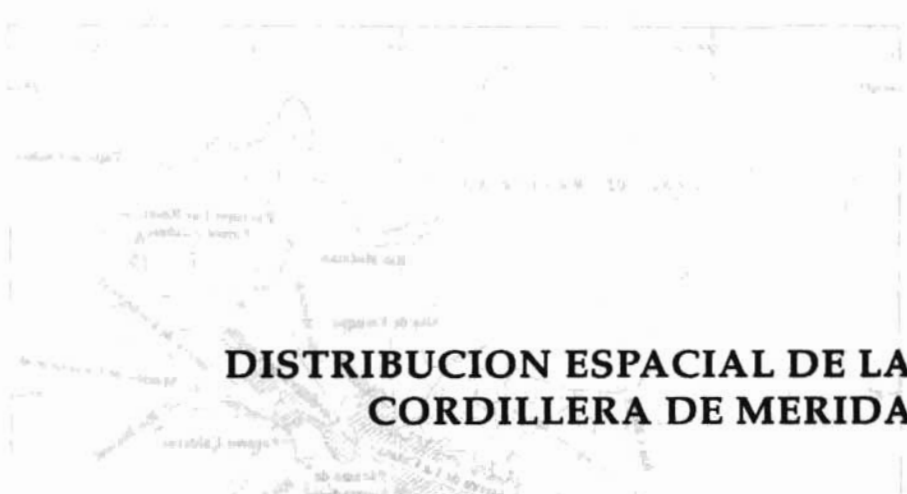


Figura 1.- Síntesis tectónico-estructural del Megabloque Norandino y áreas adyacentes (adaptado y modificado de Bonaparte *et al.*, 1988; límites de las Placas de Cocos y Nazca siguen a Vita-Finzi, 1986).

Barquisimeto, siendo ambos límites fosas de hundimiento o depresiones tectónico-topográficas. Esta cordillera comprende los Estados Táchira, Mérida y Trujillo, y constituye la divisoria de aguas entre las dos grandes cuencas hidrográficas y sedimentarias del Neógeno en Venezuela: la del Orinoco y la del Lago de Maracaibo. En ella se localizan las alturas máximas del país, que incluyen, entre otros, el Pico El Toro, 4.654 m; el Pico Humboldt, 4.942 m; y el Pico Bolívar, culminación orográfica y tectónica de la cordillera (hasta hace poco se consideró que la altitud de este último era de 5.007 m; mediciones recientes con el Sistema de Posicionamiento Global - "GPS" - revelan que la misma es de $4.980,8 \pm 0,8$ m; Saler y Abad, 1994). Este pico recibió en el pasado la denominación de Pico La Columna; los indígenas lo llamaban Mukumbarí, que significa "sitio donde se posa -o duerme- el Sol" (Bautista, 1985).



DISTRIBUCION ESPACIAL DE LA CORDILLERA DE MERIDA

La Cordillera de Mérida comienza en las cercanías del Macizo de Tamá, en la porción más septentrional de la Cordillera Oriental de Colombia, en territorio venezolano (Fig. 2). En la Depresión del Táchira alcanza alturas promedio de 1000 m, para luego ascender paulatinamente hasta los 3000 m en el Páramo El Zumbador, y hasta los 4000 m en el Páramo El Batallón. Hacia el noreste de este último páramo comienza una hendidura axial profunda, conectada geológicamente con un sistema de fallas longitudinales representada geográficamente por los valles de los ríos Mocotíes y Chama. Esta hendidura se prolonga a lo largo del río Chama hasta el Páramo de Apartaderos, donde se juntan dos cordilleras que están divididas por ella (la Sierra de la Culata y la Sierra Nevada de Mérida). El sistema de fallas más prominente, denominado Falla de Boconó por Rod (1956), se extiende por unos 425 km entre Táchira y Lara (Fig. 1) y en varios lugares consiste más bien en una zona de fallas, con una edad comprendida entre el Cretácico Superior y el Holoceno.

La mitad de la cadena montañosa, al norte de la Falla de Boconó, comienza en el Páramo de La Negra, conectándose con el Macizo de Tovar, para luego ser interrumpida por el Río Chama, después de alcanzar su máxima altura en el Páramo El Tambor. Luego del cañón del Chama se eleva para conformar la Sierra del Norte o Macizo de La Culata, alcanzando su máxima altura en el Pico Pan de Azúcar (4.762 m, Páramo de Piedras Blancas), poco antes de juntarse con la mitad de la cadena montañosa al sur de la Falla de Boconó en la región de Apartaderos. Hacia el norte se prolonga hasta El Alto de Escuque, estando limitada al este por el curso del Río Motatán.

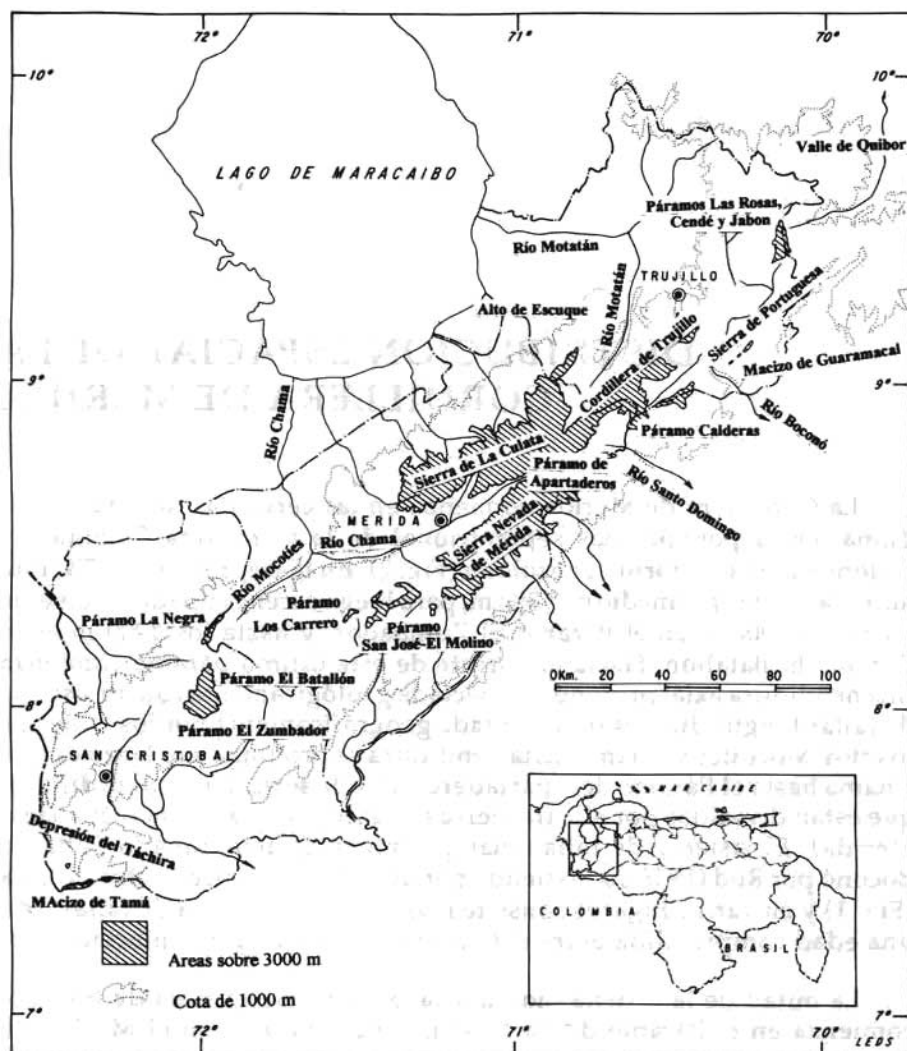


Figura 2.- Ubicación geográfica de la Cordillera de Mérida, Andes de Venezuela. Recuadro inferior derecho muestra la ubicación relativa en Venezuela del área mostrada en detalle.

La cadena montañosa del sur comienza en el Páramo de Las Tapias, para luego proseguir con las porciones más elevadas que conforman los páramos de Los Carreros, Río Negro, San José, El Molino, y los páramos de la Sierra Nevada de Mérida, hasta finalizar en la Sierra de Santo Domingo con el Pico Mucuñuque, teniendo como límite el valle del Río Santo Domingo. Luego asciende hacia el noreste, pasando por el Páramo de Calderas, hasta descender nuevamente, cortada por el valle del Río Boconó. Hacia el noreste vuelve a ascender hasta conformar el Macizo de Guaramacal, separado por el Río Guanare en la Sierra de Portuguesa, que en su límite más noreste converge con la Serranía del Interior del Sistema Costero venezolano.

En el "nudo" de Apartaderos se origina un tercer ramal: la Cordillera de Trujillo, cuyas porciones meridionales más altas culminan en la Teta de Niquitao (4.006 m) y las más septentrionales en los Páramos de Las Rosas, Cendé y Jabón, para finalizar en el valle de Quíbor en el Estado Lara.

ORIGEN DE LA CORDILLERA DE MERIDA

La Cordillera de Mérida tiene una historia que está íntimamente ligada con la evolución geológica del norte del continente suramericano. El origen de esta cadena montañosa es todavía oscuro, pero sin duda está ligado a la interacción entre las Placas de Suramérica, Nazca, Cocos y del Caribe (Irigoyen y Urien, 1988). La Placa Suramericana (Fig. 1) tuvo un movimiento hacia el Oeste y Noroeste, después de la separación de África y Suramérica, ocasionando una tectónica convergente en la región del Pacífico con una consiguiente zona de subducción. Esta tectónica daría origen a la gran Cordillera de Los Andes, en Suramérica. Al norte de la Plataforma Suramericana evolucionó un margen continental transcurrente en contacto con la Placa del Caribe que provocaría deformaciones estructurales entre las cuales pudiera estar la Cordillera de Mérida. La tectónica transcurrente sería el resultado de la expansión del fondo del Océano Atlántico (ambiente divergente de "rift") y de la compresión en el margen Pacífico de la Placa Suramericana (Irigoyen y Urien, 1988).

La interacción tectónica dió como resultado una serie compleja de eventos cuyo registro más antiguo se remonta a finales del Proterozoico y comienzos del Paleozoico, cuando se consolida el basamento de la Cordillera. De los dos bloques antiguos que conforman la Cordillera de Mérida (ver más adelante), uno de ellos, el Terreno Mérida, se originó en un lugar diferente al que ocupa en la actualidad. Así, se supone que este bloque alóctono ocupaba una región actualmente al norte de la Falla de Motagua, donde se encuentra el Bloque Maya del Terreno Yucatán, en el Norte de Centroamérica y Sur de México (Pimentel, 1992). La

litología del basamento de Yucatán ha sido interpretada (Ross y Scotese, 1988) como evidencia de que esta zona estuvo a lo largo del margen convergente norteño de Gondwana, que localmente presentaba un contacto entre Norte y Suramérica. Junto con el Terreno Mérida existe una faja ígneo-metamórfica alóctona que también tendría relaciones paleogeográficas con el Terreno Yucatán. Esta faja está localizada en el subsuelo de las Cuencas de Barinas-Apure y Oriental de Venezuela, que aflora únicamente en el Macizo de El Baúl (Pimentel, 1992).

El Terreno Mérida se incorporó a la Paleogeografía de Los Andes de Venezuela hace unos 280 m.a., durante la Orogénesis Herciniana (Pimentel, 1992). Luego, sobre este terreno y sobre el Bloque autóctono de Caparo, comenzaría toda una serie de depositaciones que fueron iniciadas con la sedimentación de la Asociación Tostós. La sedimentación ocurrió en una gran cuenca pericratónica que se extendía desde el NE de Venezuela hasta las islas Malvinas (Argentina). Al comienzo, entonces, la Cordillera de Mérida se desarrolló sobre una cubierta sedimentaria metamorfizada donde también habían intrusiones graníticas.

EVOLUCION GEOLOGICA DE LA CORDILLERA DE MERIDA

La Cordillera de Mérida es un bloque estructural policomponente, polideformado, caracterizado por un gran levantamiento vertical en el Terciario y un alto nivel de sismicidad (Case *et al.*, 1990). La evolución geológica y tectónica de éste orógeno no está completamente dilucidada, aún cuando se ha avanzado mucho con las campañas exploratorias recientes en ambos flancos de la cadena montañosa, las cuales han arrojado nuevos datos y una nueva interpretación de las estructuras geológicas. Ejemplo de estos estudios son los realizados por Marechal (1983; región central de la Cordillera de Mérida), Testamarck *et al.* (1991; Flanco Norandino), y Boesi *et al.* (1993; suroeste de Los Andes venezolanos). Sin embargo, se considera que las estructuras del núcleo andino venezolano quedan aún por resolver con la aplicación de métodos diferentes a la sísmica tradicional, tales como la integración de imágenes de radar y fotografías aéreas con la sísmica de la zona. De lo que conocemos se puede decir que el basamento de esta Cordillera está conformado por rocas del Precámbrico(?) -Paleozoico que tienen encima depósitos de rocas sedimentarias del Paleozoico, capas rojas, clásticos marinos y estratos carbonáceos Mesozoicos, y por depósitos de diferentes espesores de clásticos marinos y continentales del Terciario (Case *et al.*, 1990).

Desde el punto de vista de la nueva tectónica de placas, La Cordillera de Mérida está constituida por numerosos Terrenos. Estos representan diferentes segmentos o bloques fusionados entre sí, que en conjunto dan la apariencia de mosaicos. Cada unidad alóctona presente en estos terrenos estaría separada de terrenos contiguos por zonas móviles, y se caracterizarían por presentar Asociaciones estratigráficas,

estilo estructural e historia geológica propias. Las secuencias sedimentarias depositadas sobre estos terrenos yuxtapuestos reciben el nombre de Supraterrenos (Testamarck *et al.*, 1991). En este sentido, el núcleo antiguo de la Cordillera de Los Andes de Venezuela estaría constituido por una provincia autóctona, llamada Bloque Caparo y una provincia alóctona desplazada constituida por el Terreno Mérida (Pimentel de Bellizia, 1992). El Bloque Caparo (que es parte de la gran cuenca sedimentaria pericratónica del Paleozoico Inferior) está constituido por las rocas metamórficas del Precámbrico Superior (Asociación Bella Vista) y las sedimentarias fosilíferas del Ordovícico-Silúrico (Formaciones Caparo y El Horno). El Terreno Mérida está constituido por los grandes núcleos del Proterozoico-Paleozoico, estructurados y metamorfizados durante la orogénesis Herciniana del Permo-Triásico (Complejo Iglesias y las Formaciones -que de aquí en adelante se denominarán. Asociaciones, siguiendo a Testamarck *et al.*, 1991- Tostós, Cerro Azul, y Mucuchachí y sus equivalentes El Aguila, Los Torres y Río Momboy). De acuerdo con Testamarck *et al.* (1991) el Terreno Mérida "es un orógeno independiente, con una anatomía propia y sin ninguna relación en cuanto a su estratigrafía y evolución tectónico-metamórfica con la Cordillera Oriental de Colombia, Macizo de Santander y Sierra de Perijá, en tiempos precámbricos y paleozoicos". Se ha postulado que el Terreno Mérida se incorporó a la paleogeografía de Los Andes de Venezuela hace unos 280 millones de años, y que ocupaba una posición original en la región actualmente ocupada por el Bloque Maya, el cual está localizado al norte de la Falla de Motagua, al sur de México y norte de Centroamérica (Pimentel de Bellizia, 1992).

La historia geológica transcurre independientemente para el Bloque Caparo y el Terreno Mérida, hasta que se deposita una cobertura (supraterreno) de sedimentos continentales (Formación Sabaneta) y marinos someros (Formación Palmarito), cuando ambas Provincias Geológicas se encontraban yuxtapuestas por transcurrancia en el Paleozoico Superior. Antes de esta cobertura hubo magmatismo en el Terreno Mérida desde el Precámbrico al Mesozoico temprano, mientras que en el Bloque Caparo cubre el intervalo Precámbrico-Devónico.

La geología para el Núcleo Antiguo Andino se puede resumir de Testamarck *et al.* (1991) como sigue: [1] un complejo ígneo metamórfico que constituye el basamento, con un límite inferior aún no claramente definido que incluye un núcleo Precámbrico-Paleozoico Inferior (Asociaciones Sierra Nevada y Tostós) y uno superior correspondiente al Carbonífero Superior (Asociación Mucuchachí y unidades equivalentes); [2] una sección Paleozoica no metamorfizada (Formaciones

CENOZOICO		EROSION DEPOSITO DE ALUVIONES	NEOGLACIACIÓN GLACIACIÓN MERIDA
CUATERNARIO	HOLOCENO	DEPOSITO DE ALUVIONES CORTADOS LUEGO EN TERRAZAS (DEPOSICION - EROSION DETERMINADAS POR CLIMA)	GLACIACIONES?
	PLEISTOCENO	1,6	
	PLIOCENO	5	HIATO
	MIOCENO	23	
TERCIARIO	OLIGOCENO	35	
	EOCENO	53	
	PALEOCENO	55	
	SUPERIOR	95	
CRETACEO	INFERIOR	135	
MESOZOICO		TRIASICO - JURASICO	
PALEOZOICO	PERMICO	260	
	PENNSYLVANIENSE	290	
	MISSISSIPIENSE-DEVONICO	325	
	SILURICO	410	
ORDOVICICO		438	
		510	
PRECAMBRICO (?)		670	

Figura 3.- Columna estratigráfica de Los Andes de Venezuela (modificado de Schubert, 1980).

Caparo y El Horno); [3] una secuencia de rocas sedimentarias no metamorfizadas del Carbonífero Superior-Pérmico (Formaciones Sabaneta, Carache y Palmarito); y [4] una cobertura sedimentaria Mesozoica-Cenozoica.

A continuación presentamos un compendio cronológico de los eventos geológicos principales acaecidos en la Cordillera de Mérida. La Figura 3 muestra la columna estratigráfica y los eventos tectónicos principales de Los Andes venezolanos.

GEOLOGIA HISTORICA DE LA CORDILLERA DE MERIDA

PROTEROZOICO

("PRECÁMBRICO")

El "Precámbrico" es el período transcurrido desde la consolidación de la Tierra (hace unos 4.600 millones de años -m.a.- a partir de una nube de gases y polvo estelar) hasta el Cámbrico (hace unos 570 m.a.), lo cual constituye el 88% del tiempo geológico terrestre (Caminos, 1988). Las rocas del Precámbrico se han identificado en todos los continentes, formando los llamados Escudos del Precámbrico (Fig. 4). En la Cordillera de Mérida, las rocas más antiguas y que constituyen el basamento en su porciones central y meridional, son del Precámbrico, cuya máxima expresión en Venezuela está representada por el Escudo de Guayana. Estos afloramientos precámbricos en la Cordillera de Mérida conforman en su zona central y centro-norte el Complejo Iglesias ("Grupo Iglesias" de Kündig, 1938) y en su zona meridional el Macizo del Colorado (Asociación Bella Vista). La evolución magmática de Los Andes septentrionales durante el Precámbrico es difícil de reconstruir, debido a la escasez de datos isotópicos y a la presencia de terrenos agregados; aunque han sido considerados como una extensión del Escudo de Guayana, no se descarta (caso del Terreno Mérida) su posible naturaleza alóctona (Testamarck *et al.*, 1991).

Complejo Iglesias. Esta unidad ocupa el centro de la Cordillera de Mérida, constituyendo el basamento tanto de la Serranía del Norte, o de La Culata, como de la Sierra Nevada de Mérida, y se prolonga hacia el NE hasta Campo Elías (Estado Trujillo) y hacia el SW hasta La Grita (Estado Táchira). Originalmente conocida como Grupo Iglesias, su constitución compleja de intrusiones graníticas y rocas metamórficas ha hecho que algunos autores (e.g. Shagam 1969, 1972b, etc., Grauch, 1975)

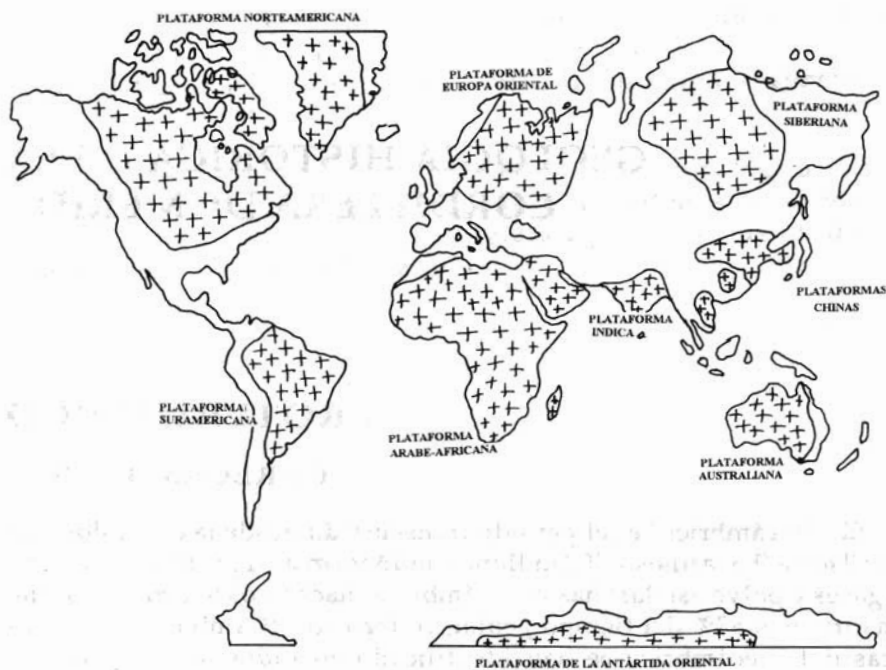


Figura 4.- Plataformas precámbricas del mundo (adaptado de Vasiliev *et al.*, 1981).

prefieran usar el nombre de Complejo Iglesias. Testamarck *et al.* (1991) consideran que el nombre de Formación Sierra Nevada es un sinónimo del Complejo Iglesias, aunque indican que sería recomendable redefinir este término para una secuencia característica de este Complejo y darle el nombre de Asociación Sierra Nevada.

Las rocas del Complejo, que parecen ser de origen metasedentario (Bass y Shagam, 1960; Kovisars, 1972; Shagam, 1972a,b), están expuestas principalmente en la Región Central Andina, con los afloramientos más importantes en el Páramo de Los Conejos, al noroeste de la ciudad de Mérida (Sutton, 1946), en la Sierra Nevada de Mérida, y en la región de Santo Domingo, Estados Barinas y Mérida (González de Juana *et al.*, 1980).

Las rocas del Complejo Iglesias se presentan en cuatro grandes bloques (Ramírez *et al.*, 1972) en los Estados Barinas, Mérida y Trujillo. El primer bloque está ubicado al sur de la Falla de Boconó, abarcando la región al sur de Santo Domingo hasta el contacto con la Asociación Cerro Azul (parcialmente equivalente en litología al gneis bandeado de

La Mitisús). El segundo bloque, también equivalente al gneis bandeado de La Mitisús, está ubicado al norte y oeste de la Falla de Boconó y abarca la región al norte de Santo Domingo, Pueblo Llano, Jajó, Tuñame y la región del Páramo El Pajarito-Las Mesitas. El tercer bloque se ubica en las regiones de El Hatico, Páramo de Miranda, norte de Timotes, Isnotú y sur de La Puerta. El cuarto bloque se ubica al norte y oeste de la Falla de Río Momboy, en las regiones de Faltiqueras-Las Tapias, San José de Palmira y sur de Monte Carmelo (González de Juana *et al.*, 1980).

La litología del Complejo corresponde a una secuencia sedimentaria metamorfizada, que incluye principalmente esquistos y gneises cuarzo-feldespáticos bandeados, aunque localmente se han indicado ortogneises biotíticos, anfíbolitas y gneises anfíbolíticos, esquistos cuarzo-muscovítico-feldespáticos de grano grueso, anfíbolitas plagioclásico-hornabléndicas, metareniscas y cuarcitas. Marechal (1983) considera, contrariamente a la opinión de autores precedentes, que gran parte de los gneises y rocas verdes del Complejo Iglesias en la región de Estanques-Tabay son de origen magmático. Testamarck *et al.* (1991) señalan que estas rocas quizás representen "vestigios de un complejo eruptivo heterogéneo, antiguo, asociado a secuencias magmáticas ácidas y básicas".

La edad de las rocas del Complejo Iglesias ha sido objeto de especulación. Burkley (1976, *vide* González de Juana *et al.*, 1980) postula una edad mínima de 1133 m.a. para la roca de origen de los supuestos metasedimentos, basado en la relación Pb/Pb. El límite inferior para la sedimentación de las rocas en la región de Trujillo ha sido determinado en 595 ± 40 m. a. para el Granito de Valera, inferido como intrusivo en el Complejo Iglesias.

Asociación Bella Vista. Esta unidad constituye principalmente el Macizo del Colorado, al sur del graben de Caparo, en el piedemonte sureño de la Cordillera de Mérida. Tiene una orientación N-E, con unos 75 km de largo por unos 14 km de ancho, con un contacto inferior discordante sobre el Complejo Iglesias (González de Juana *et al.*, 1980). Tiene un contacto superior discordante con la Formación Río Negro en los ríos Michay, Quiú, Mene, etc., que drenan el flanco sur del Macizo del Colorado (Pierce, 1960). Sus contactos con el Paleozoico Inferior son siempre tectónicos (Marechal, 1983).

La Asociación está constituida por esquistos sericíticos y cloríticos, grises a grises y verdes, pizarras gris oscuras a negras, filitas gris oscuras a pardas y esquistos argiláceos de color pardo claro a grises

(Pierce, 1960), esquistos cuarzo albitico-muscovíticos-cloríticos, metaftanitas laminadas y otras rocas silíceas granoblásticas, intrusiones locales de granito rosado, granito porfídico gris y pegmatitas (González de Juana *et al.*, 1980), y localmente bandas de anfibolita y volúmenes menores de basaltos oliviníferos bajo la forma de diques o sills, que representarían una actividad volcánica fisural posterior a la Asociación Bella Vista pero anterior a la sedimentación del Paleozoico temprano (Testamarck *et al.*, 1991).

La edad de la Asociación Bella Vista ha sido determinada por sus relaciones estratigráficas y por sus edades isotópicas que indican 660 ± 30 m.a por la relación Rb/Sr en un gneis granítico del Río Tapo, y en 460 ± 15 m.a. en un granito del Río Cambur (González de Juana *et al.*, 1980). Burkley (1976, citado por González de Juana *et al.*, 1980), basado en un análisis de la relación U/Pb en un granito del Río Pedraza, sugiere que esta unidad pudo haberse depositado anteriormente a los 585 ± 25 m. a. y haberse metamorfozido posteriormente. El límite superior del evento metamórfico de la Asociación Bella Vista ha sido considerado como Ordovícico Medio, es decir, anterior a la sedimentación de la Formación Caparo aflorante en la región.

PALEOZOICO

Las rocas del Paleozoico afloran en distintas regiones del occidente de Venezuela, además de la región de El Baúl y el borde septentrional del Cratón de Guayana. En Los Andes aflora principalmente en el flanco sur-andino, específicamente en la región de los Pueblos del Sur del Estado Mérida (Aricagua, Mucuchachí, El Molino, Guaraque), y en el flanco noreste, en las áreas de La Puerta, Trujillo, Burbusay y Carache. La Fig. 5 muestra las unidades del Paleozoico en Los Andes de Venezuela.

En el Paleozoico hubo eventos de sedimentación entre dos períodos de orogénesis: el primero, a finales del Cámbrico y comienzos del Ordovícico, denominado Orogénesis Caparoensis (que culminó con el levantamiento del "horst" del Colorado), y el último a finales del Pérmico y comienzos del Triásico, denominado Orogénesis Herciniana. Las Asociaciones Tostós, Cerro Azul y Mucuchachí (y sus equivalentes El Aguila, Los Torres y Río Momboy), fueron metamorfizadas y estructuradas durante ésta última orogénesis (de edad mayor o igual a 290-295 m.a; Mareschal, 1983), que estuvo acompañada por intrusiones graníticas, especialmente en la parte central de la cadena andina (Testamarck *et al.*, 1991).

Durante el Paleozoico se desarrollaron algunas cuencas sedimentarias en el Occidente de Venezuela. Para explicar su desarrollo se han postulado varias hipótesis, discutidas por González de Juana *et al.* (1980). Arnold (1966) considera que dentro de una misma cuenca paleozoica en el occidente de Venezuela hubo un ambiente de plataforma, representado por areniscas y limolitas fosilíferas, situado al norte del

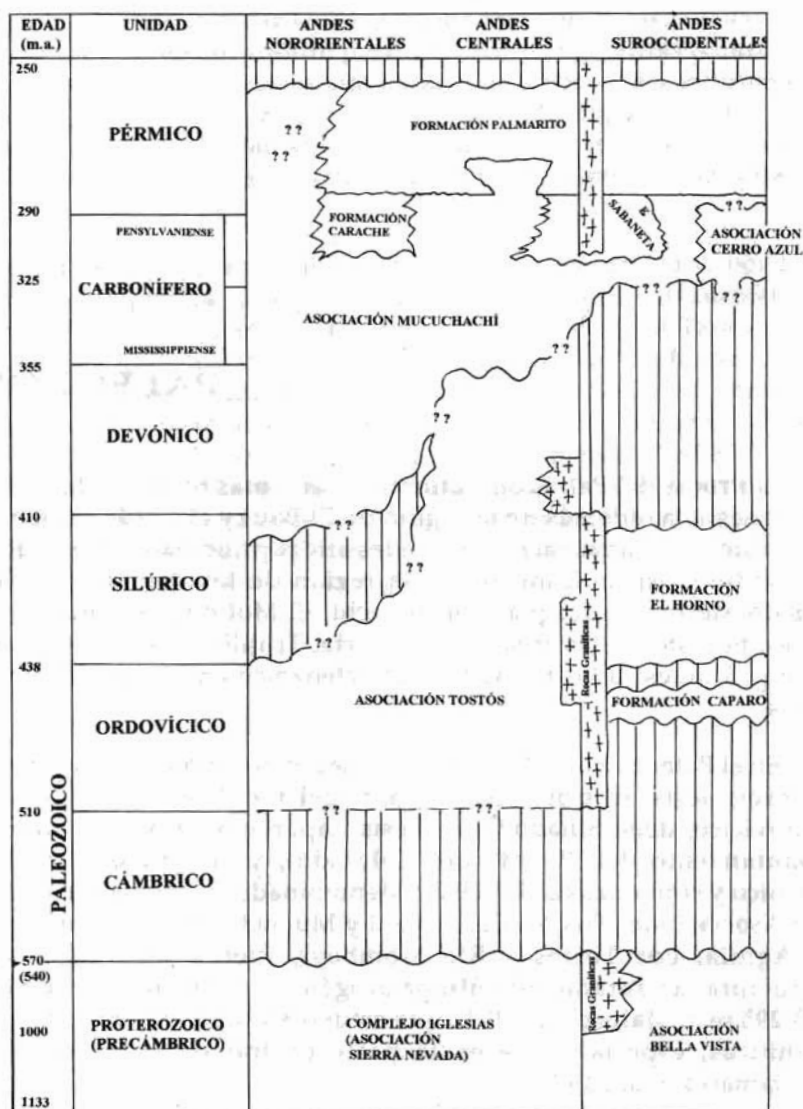


Figura 5.- Cuadro de Unidades Pre-Mesozoicas en la región de la Cordillera de Mérida, Andes de Venezuela (Modificado de González de Juana *et al.*, 1980 y Pimentel, 1992; en esta figura y las Figs. 9 y 16, se siguió a Cowie y Bassett, 1989, Global Stratigraphic Chart, para las divisiones y edad de las unidades; las divisiones no están a escala).

"horst" del Colorado, en el Flanco Sur Andino, y un ambiente de surco, con clásticos finos poco fosilíferos, situado hacia el norte, en la Región Central Andina. Shagam (1972b) coincide en parte con la hipótesis atribuida a W.R. Smith que la sedimentación del Paleozoico Inferior y la sedimentación del Paleozoico Superior tuvo lugar en dos cuencas separadas temporal y espacialmente; en la cuenca al sur tuvo lugar la sedimentación del Paleozoico Inferior y en la cuenca al norte tuvo lugar la sedimentación del Paleozoico Superior. González de Juana *et al.* (1980) postulan una hipótesis donde se toma en consideración las posibles oscilaciones verticales que afectarían la sedimentación Paleozoica en una cuenca pericratónica al norte y noroeste del Escudo de Guayana, dando gran importancia a los eventos orogenéticos Caledoniano (con deformación tectónica entre 450 y 350 m.a.) y Herciniano (desarrollado entre 350 y 200 m.a.).

La actividad ígnea durante el Paleozoico de la región andina venezolana fue importante, con magmatismo eminentemente plutónico y no extrusivo (representado por dioritas, granitos y granodioritas), ocurrido en tres eventos diferentes correspondientes al Paleozoico Inferior, Medio y Superior (Vivas, 1992). A continuación se resumen algunos eventos de estos períodos, seguido por una exposición de las unidades Paleozoicas regionales.

El Paleozoico Inferior (Cámbrico, Ordovícico, Silúrico) en Los Andes de Venezuela está representado por la Asociación Tostós y las Formaciones Caparo y El Horno.

El Cámbrico no está presente en la Región de la Cordillera de Mérida, donde se evidencia un gran hiatus. La fauna Cámbrica del resto de Suramérica era de carácter "Pacífico", representando una de las dos provincias biogeográficas reconocidas para ese entonces (la "Atlántica" y la "Pacífica"); los trilobites, por ejemplo, eran comunes con los de América del Norte (Cuerda y Furque, 1988). Faunas Cámbricas en la región noroccidental de América del Sur se han encontrado solamente en el "Graben de Espino" (subsuelo de la Cuenca Oriental de Venezuela) y en el Macizo de La Macarena en Colombia (Testamarck *et al.*, 1991).

El Ordovícico está representado en el Flanco Barinés de la Cordillera de Mérida (Pimentel, 1992). Testamarck *et al.* (1991:29) indican que las faunas ordovicianas son de un carácter Acadobáltico y corresponden a la Provincia de Olénidos-Ceratopygidos, con una distribución que va desde Nueva Inglaterra, este de Europa y Terranova, norte de África, con una prolongación hacia el sur hasta Bolivia y norte de Argentina.

Las faunas ordovícicas de graptolites, trilobites y braquiópodos de la Cordillera de Mérida son de distribución amplia, habiendo sido reconocidas (Testamarck *et al.*, 1991:30) en la Formación Mireles del Macizo de El Baúl (Estado Cojedes), en la Sierra de La Macarena (Colombia) y el frente oriental de la Cordillera Central de Colombia. También se han encontrado lutitas graptolíticas de edad ordovícica en el subsuelo de Los Llanos Orientales de Colombia. En el Ordovícico Inferior ocurrió un notable período de intrusiones graníticas y probable orogénesis (denominada "Caparoensis", y coincidente con la parte media de la Orogénesis Caledoniana de otras partes del planeta, entre 595 y 425 m.a.). Este período orogénico produjo un largo "hiatus" durante el Devónico y el Mississippense (Carbonífero Inferior) del Flanco Sur Andino, antes del nuevo ciclo sedimentario del Paleozoico Superior, responsable quizá de levantamientos orogénicos principalmente hacia el SW de la Cordillera de Mérida, que quizá no se manifestaron en su parte central, donde posiblemente la región meridional de Caparo se constituyó en una provincia distributiva (Fig. 6).

En el Silúrico se consolida la Formación El Horno. En Los Andes de Colombia no se acumuló sedimentación en este período debido al levantamiento Caledoniano y erosión en el Macizo de Santander, Sierra de Perijá y Cordillera Oriental (Pimentel, 1992). La fauna silúrica de Venezuela contiene braquiópodos semejantes a los del Atlántico norte, y los conjuntos Llandoveryanos son muy similares a algunos de la región de Gales; el resto de las faunas silúricas son cosmopolitas (Testamarck *et al.*, 1991). Para el Silúrico, los mares del Paleozoico Inferior avanzaron hasta cubrir extensas zonas. Durante el Silúrico Inferior ocurrió una regresión hacia el noroeste del borde de la cuenca; el borde plataformal de la cuenca avanzó hacia el norte durante el "hiatus" del Ordovícico Superior y se fue haciendo subsidente hacia el Silúrico Superior. No se conoce la extensión de los mares pericratónicos del Paleozoico Inferior hacia el este de El Baúl, aunque su extensión hacia el suroeste queda demostrada por evidencias en la Cordillera Oriental de Colombia y en la Sierra de La Macarena. González de Juana *et al.* (1980) se inclinaron a favor de una hipótesis que postula que la regresión durante el Devónico fue de gran magnitud en Los Andes de Venezuela y que la línea de costa se ubicaría no lejos del flanco este de la Sierra de Perijá.

El Paleozoico Medio (Devónico-Carbonífero Inferior - Mississippense) no ha sido encontrado ni en el Flanco Sur Andino ni en la Región Central Andina. En el Flanco Oriental de la Sierra de Perijá hay abundancia de fósiles diagnósticos que indican que en esa región hubo

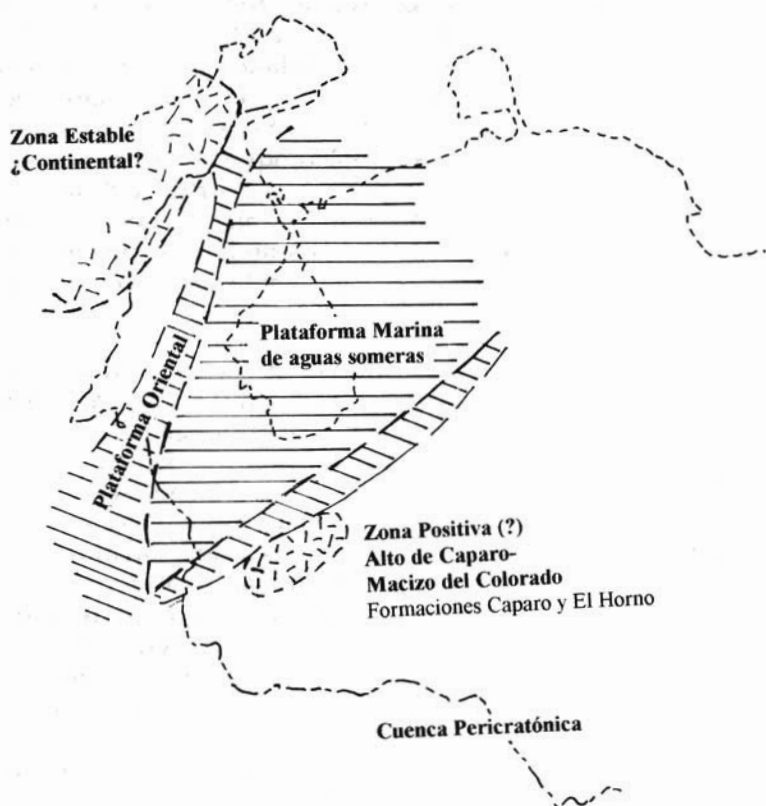


Figura 6.- Paleogeografía del área de la Cordillera de Mérida durante el Ordovícico-Devónico (basada en González de Juana *et al.*, 1980 y Pérez-Preciado, 1988).

sedimentación en plataforma marina probablemente poco profunda y en ambientes salobres o de circulación restringida, con la existencia de ambientes deltaicos (González de Juana *et al.*, 1980). La fauna de bivalvos es típica de la región Apalachiana en el noroeste de los Estados Unidos, donde también se ha encontrado una equivalencia con las unidades del Grupo Río Cachirí de la Sierra de Perijá que indica que ambas regiones experimentaron los mismos eventos de tranquilidad y ascenso tectónico (Benedetto, 1979).

Durante el Paleozoico Superior (Carbonífero Superior-Pérmico) ocurre un evento de actividad magmática plutónica entre 275 y 175 m.a. En este período se establece la cobertura sedimentaria (supraterreno) del Bloque Caparo y el Terreno Mérida (luego que éste último se

insertara en la paleogeografía del orógeno andino). La secuencia del Paleozoico Superior está integrada por las Formaciones Sabaneta, Carache y Palmarito, y suprayace en discordancia angular con el núcleo antiguo andino. En el Carbonífero Superior (Pennsylvaniense) ocurrió otro período de transgresión que cubrió la Sierra de Perijá, la Región Central Andina y el Flanco Sur Andino, aunque la posición de la línea de costa al sur es difícil de precisar, por el metamorfismo de las rocas de la Asociación Mucuchachí. Un episodio tectónico metamórfico mayor, cerca de 289-290 m.a., que afectó las rocas de las Asociaciones Sierra Nevada y Tostós, se interpreta como responsable de la estructuración de la Asociación Mucuchachí (Marechal, 1983).

Formación Caparo. Esta es una unidad característica del Flanco Sur Andino en el "horst" o Macizo del Colorado, un área de unos 75 por 15 km entre la Falla de Caparo y Los Llanos; se prolonga hacia el sur en el subsuelo de la Cuenca de Barinas (Pimentel, 1992). Carece de metamorfismo regional y está conformada por areniscas micáceas de grano fino, limolitas y lutitas, capas carbonáceas y capas con fósiles de graptolites (Pimentel, 1992). Las limolitas de Caparo son indicativas de ambientes no muy profundos, quizá de plataforma externa o borde superior del talud. Esta Formación constituye la sedimentación paleozoica más antigua después de la Formación Mireles, Macizo de El Baúl, de edad Ordovícico Inferior. En ninguna de estas formaciones se conoce la base, bien sea por falta de afloramientos en este último caso, o por encontrarse en contacto de falla, como en el caso de la Formación Caparo. En la zona del actual Macizo de El Baúl, se han localizado trilobites (*Parabolina argentina*) en la Formación Mireles, que indican que durante el Tremadociense habría en esta zona ambientes de plataforma media a profunda. La edad de las rocas, determinada a partir de los métodos U/Pb y Pb/Pb aplicados a granitos aflorantes en el Flanco Sur Andino por Burkley (1976, citado por González de Juana *et al.*, 1980), es de 500 a 460 m.a. Esta determinación radiométrica, junto con una fauna fósil distintiva de graptolites (*Dicranographtus caparoensis*, *Cryptolithus terryi*, identificados por Leith, 1938), trilobites y braquiópodos, sugieren una Edad Ordovícico Superior (Caradociense) para esta Formación (González de Juana *et al.*, 1980).

La fauna de la Formación Caparo incluye (Pimentel, 1992) graptolites (*Dicranographtus nicholsoni*, *D. caparoensis*), braquiópodos (*Biscupina* sp. y *Dalmanellidos*) y trilobites (*Flexicalymene*, *trinucléidos*, *illaénidos* y *asáfidos*).

Formación El Horno. Constituida por calizas silíceas conchíferas, lutitas, limolitas arenáceas, areniscas de grano grueso y conglomerados

de grano medio a grueso. Representa la parte superior de la secuencia del Paleozoico Inferior en Los Andes suroccidentales, y está probablemente separada de la Formación Caparo por un "hiatus" paleontológico o quizás por una discordancia indicada por sus conglomerados basales (Testamarck *et al.*, 1991). En ella se han encontrado los siguientes géneros de braquiópodos fósiles: *Meifodia*, *Eostrophedonta*, *Eocoelia*, del Llandovery, y *Antirhynchonella*, del Llandovery Superior-Wenlock Inferior (González de Juana *et al.*, 1980). Esta fauna determina una edad Silúrico para la Formación. A estos se agregan *Cryptothyrella*, *Faedenia*, *Leptaena*, *Mendacella* (del Llandovery); *Dolerorthis*, *Plectatrypa*, *Plectodonta* (del Llandovery Superior-Wenlock); *Amphistrophia* y "*Brachyprion*" (Benedetto y Sánchez, 1985, citados en Pimentel, 1992); y algunos bivalvos, cefalópodos, trilobites y corales (Testamarck *et al.*, 1991). El ambiente de sedimentación de la Formación El Horno fue uno de plataforma continental con fuerte subsidencia, con corrientes turbídicas que aportaron clásticos en sus partes distales.

Luego de la sedimentación de la Formación El Horno hay un "hiatus" en el Devónico-Mississippiense en el borde sur de la cuenca (Shagam, 1975; citado por González de Juana *et al.*, 1980) que representaría un levantamiento (Orogénesis Caledoniana, conocida localmente como Orogénesis Caparoensis) que no se reflejó necesariamente en la parte central de la cuenca, donde la sedimentación continuó ininterrumpidamente. Burkley (1976, citado por González de Juana *et al.*, 1980) considera que durante este tiempo la región sur de Caparo fue levantada y probablemente se constituyó en provincia distributiva de Los Andes noroccidentales, aportando una espesa secuencia sedimentaria a la región occidental de la cuenca hasta su levantamiento final hace alrededor de 280 m.a.

Asociación Tostós. Está constituida por esquistos y filitas de grano fino, verdes a azul grisáceo, con menores cantidades de anfibolita, metalimolitas, metaconglomerados y metareniscas, así como por filitas cuarzo-muscovíticas, pizarras, gneises cuarzo-feldespáticos y esquistos cuarzo-muscovítico-biotítico-granatíferos, con intercalaciones de rocas macizas silíceas. En la parte sur de Los Andes es frecuente y característica la presencia de biotita, estaurolita y silimanita en los esquistos de esta Asociación (Canelón, 1976; citado en Testamarck *et al.*, 1991:20). La Asociación Tostós, al igual que la Asociación Mucuchachí (en su equivalente Río Momboy), representa una espesa secuencia de pizarras y filitas, alternadas con meta-areniscas de grano fino, que fue depositada en una cuenca angosta y profunda (Grauch, 1975; Testamarck *et al.*, 1991).

Las determinaciones de U/Pb, en circones de rocas de Bailadores y Estanques, señalan una edad de aproximadamente 400 a 490 m.a. (González de Juana *et al.*, 1980), que representarían una edad Ordovícico-Silúrico. Dataciones por K/Ar en esquistos y filitas de la Asociación Tostós arrojan una edad de 280 m.a. (Cordani *et al.*, 1986), correspondiente al Carbonífero Superior-Pérmico Inferior.

Asociación Mucuchachí. Constituida por pizarras lustrosas con tendencia lutítica y brillo sericítico, pizarras calcáreas intercaladas en una secuencia filítica (que es la litología predominante en esta unidad), areniscas de grano grueso y conglomerados de granos bien redondeados que alcanzan varios centímetros de diámetro. Se encuentran también bandas locales de metareniscas finas, impuras y, excepcionalmente, calizas recrystalizadas duras de color gris azulado (González de Juana *et al.*, 1980). Unidades equivalentes a la Asociación Mucuchachí son las "Formaciones" El Aguila, Los Torres y Río Momboy y la Asociación Cerro Azul (véase Marechal, 1983). El ambiente sedimentario de Mucuchachí es marino, con fondos tranquilos, posiblemente restringidos (determinado por la abundancia de filitas y pizarras, junto con material carbonáceo y pirita), con una fuente de sedimentos ubicada hacia el sur, a juzgar por el tamaño decreciente de los granos al avanzar hacia el norte. La cuenca se profundizó rápidamente en su porción septentrional, donde se depositó una sección pelítica (González de Juana *et al.*, 1980).

En la Región Central Andina esta Asociación presenta pizarras laminadas intercaladas con arenas de grano fino, filitas y pizarras sin laminación prominente, y algunas cuarcitas con granos conglomeráticos finos que, junto con las texturas indicativas de flujos turbidíticos en la Región de Bailadores-Guaraque, parecen indicar que el ambiente sedimentario del Paleozoico Superior en Los Andes centrales pudo haber sido más profundo que en Los Andes meridionales (Sifontes y García, 1973; González de Juana *et al.*, 1980). En la región de las Minas de Bailadores se han encontrado rocas volcánicas asociadas a mineralizaciones de Ag, Cu, Pb y Zn (Testamarck *et al.*, 1991). Aunque las condiciones de sedimentación fueron desfavorables para la preservación de fósiles (esta es la unidad menos fosilífera del Neo-Paleozoico), en algunos lugares el aporte menos rápido de sedimentos pudo favorecerla. Estos restos orgánicos fueron deformados por un evento metamórfico regional. La presencia en las pizarras de carbón y pirita (que generalmente reemplaza a los fósiles en esta Asociación), sugirió a Shagam (1969; *vide* González de Juana *et al.*, 1980) que hubo una sedimentación anaeróbica, por debajo del nivel de base de las olas, o en su defecto, aguas muy profundas con ausencia de corrientes, lo cual

estaría corroborado por la apreciación de Arnold (1966) de que el carácter homogéneo de los sedimentos es indicativo de condiciones de fondo tranquilo. Los fósiles de la Quebrada Carrizal y del Río Mucuchachí, cerca de Mucuchachí, Estado Mérida, indican edades "Pennsylvaniense" (Carbonífero Superior) y Pérmico Inferior para esta Asociación (González de Juana *et al.*, 1980). Los fósiles provenientes de las cercanías de Guaraque, Estado Mérida, indican una edad carbonífera no más antigua que el Mississippense (Testamarck *et al.*, 1991). Entre estos últimos se encuentran especies no identificadas de *Aviculopecten* (bivalvos), *Echinaria*, *Echinoconchus*, *Fenestella*, *Linoproductus*, *Mytilarca*, *Myalina*, *Phthonia*, y *Spirifer*, además de corales *Rugosa* solitarios y artejos de crinoideos. Algunos de éstos géneros han sido señalados de otras regiones del mundo, como los braquiópodos productidos *Linoproductus* y *Spirifer* del Carbonífero medio y superior, respectivamente, en la plataforma rusa (Vasiliev *et al.*, 1981). También se han hallado plantas fósiles identificadas como *Stigmara ficoides*, *Calamites* sp., y *Lepidophylloides* sp. y restos de pteridospermas del área de Mucutuy (Pfefferkon, 1977). Una determinación de edad por el método de Rb/Sr en una de las metalavas de la Asociación Mucuchachí (Testamarck *et al.*, 1991:19), indicó una edad de 350 m.a., que correspondería a la base del Carbonífero, mientras que isocronas Rb/Sr en roca total en metapellitas de la Asociación dieron edades de 250 a 289±10 m.a., que equivaldrían al Pérmico.

Asociación Cerro Azul. Esta unidad aflora en el Flanco Centro-Oriental de Los Andes y está constituida por filitas bandeadas de grano muy fino, con clorita y sericita e intercalaciones delgadas de cuarcita, así como por secuencias de filitas con cuarzo, muscovita, y en menor proporción epidoto y grafito. En ella no se han encontrado fósiles, así que su edad de sedimentación se ha determinado por radiometría de los cuerpos graníticos intrusivos, los cuales indican una cifra (que correspondería al Ordovícico Inferior) anterior a los 475 m.a. (González de Juana *et al.*, 1980).

Formación Sabaneta. Sedimentación terrígena (de carácter continental), infrayace en contacto transicional a la Formación Palmarito y suprayace en contacto discordante a la Asociación Tostós. La Formación Sabaneta presenta afloramientos discontinuos desde el Estado Trujillo, hasta el Páramo El Zumbador, Estado Táchira, con excelentes afloramientos en el curso inferior del Río Aricagua, Estado Mérida. Presenta dos miembros: uno inferior de areniscas de grano grueso a conglomeráticas, grano redondeado y estratificación cruzada, de colores grises y pardo amarillentos, y un miembro superior de textura rocosa

fina, con capas limolíticas rojo-violáceas alternadas con areniscas conglomeráticas pardo rojizas. En la Región Central Andina las rocas de esta Formación presentan un mayor grado de metamorfismo que en el Flanco Sur Andino, con intercalación de filitas grises, verdes y rojas, e intervalos conglomeráticos individualizados (González de Juana *et al.*, 1980). Los colores rojo-violáceos de la Formación Sabaneta pueden hacer confundir estas rocas (Vivas, 1992:15) con las de la Formación La Quinta, de ambientes continentales del Jurásico.

El ambiente de sedimentación de la Formación Sabaneta parece haber tenido lugar en una cuenca cerrada, con un borde caracterizado por grandes escarpados de falla que produjeron conos aluviales que aportaron sedimentos continentales en forma de espesas brechas, las cuales caracterizan la facies Mérida (sección de rocas sedimentarias que también ha recibido el nombre de Formación Mérida, equivalente de la Formación Sabaneta). Los caracteres litológicos de la facies marginal sur son indicativos de canales divagantes de ríos entrelazados, desarrollados en grandes abanicos aluvionales indicados por las areniscas y conglomerados del miembro inferior de Sabaneta (Arnold, 1966; González de Juana *et al.*, 1980; Testamarck *et al.*, 1991). La presencia de estromatolitos de algas sugiere inundaciones intermitentes en las llanuras aluviales (González de Juana *et al.*, 1980). La sedimentación de la Formación Sabaneta (clásticos gruesos y capas rojas) indica un levantamiento y regresión de verdadera importancia de los mares carboníferos, y el contacto entre ésta y la Asociación Mucuchachí muestra un profundo contraste litológico y ambiental, es decir, sedimentos clásticos gruesos en Sabaneta sobre sedimentos pelíticos finos de Mucuchachí, que indican un cambio brusco de sedimentación marina de plataforma o más profunda a sedimentación fluvial o de abanico deltaico alto. Parece evidente que la región estuvo sometida a una actividad tectónica intensa que provocó un intenso cizallamiento y el desarrollo de facies brechoides en las metamorfitas del Precámbrico-Paleozoico, proceso que ocurrió antes del desarrollo del "graben" o Fosa de Estanques-Tabay que caracteriza la topografía moderna (Giegengack, 1977; Testamarck *et al.*, 1991). González de Juana *et al.* (1980) postulan que la sedimentación de Sabaneta pudo ocurrir en alguno de los siguientes escenarios: (1) depositación de sedimentos pelíticos no diferenciados de Mucuchachí en una cuenca intramontana relativamente profunda, delimitada por dos zonas levantadas, una al norte y otra al sur de Los Andes de Venezuela; en este caso la invasión marina del Pérmico procedería de la Región Central por descenso de los bordes levantados, extendiéndose hacia zonas marginales y rebasando la sedimentación inmediatamente precedente en algunas localidades. (2)

Sedimentación continental de Sabaneta sobre toda la región andina que estaría levantada en forma general, con subsecuente sedimentación transgresiva de la Formación Palmarito y erosión posterior de ambas, para ser preservadas localmente en uno o mas "graben" axiales; en este caso, la invasión marina procedería del noroeste (Sierra de Perijá-Lago de Maracaibo) rebasando el levantamiento andino al norte y alcanzando la zona septentrional andina. Los remanentes de la región del Lago de Maracaibo habrían sido totalmente erosionados en épocas posteriores, o no han sido hallados todavía.

En la Formación Sabaneta se presentan a veces flujos lávicos que originaron rocas volcánicas que, de acuerdo con Testamarck *et al.* (1991) "parecieran anunciar el inicio de un proceso de adelgazamiento cortical y 'rifting', que va a caracterizar a la fase distensiva del Mesozoico temprano". En los sedimentos de esta unidad se han localizado concreciones de algas, restos vegetales no identificados, y algunos gasterópodos mal conservados. También se ha encontrado polen fósil que indica una edad Carbonífero-Pérmico.

Formación Carache. Esta unidad, descrita originalmente por Benedetto y Odreman (1977b), es una sedimentación clástica con espesores de más de 2000 m, que aflora en los Andes de Trujillo. Está constituida por areniscas arcósicas con estratificación gruesa, intercalada con lutitas gris verdosas o rosadas. Testamarck *et al.* (1991) la consideran un equivalente lateral de la Formación Sabaneta, de la cual se diferencia por la ausencia de capas rojas y potentes conglomerados. La Formación Carache fue depositada bajo condiciones ambientales diferentes a las que dieron origen a la Formación Sabaneta, posiblemente próxima a la línea de costas del Carbonífero Superior, más alejada de la fuente de materiales clásticos. La base de esta Formación es desconocida y el tope, que es una transición hacia lutitas y lodolitas fosilíferas de mares someros, puede corresponder a facies de la Formación Palmarito (Testamarck *et al.*, 1991). La flora de su parte media, descrita por Benedetto y Odreman (1977b) y Odreman y Wagner (1978), indica una edad entre el Westfaliense Superior (parte media del Carbonífero Superior) y el Cantabriense Inferior (parte inferior del Stephaniense en el Carbonífero Superior). Consiste en *Annularia sphenophylloides*, *Cordaites* sp., *Cyclopteris fimbriata*, *Eusphenopteris* cf. *neuropteroides*, *Lobopteris vestita*, *Mariopteris* sp., *Neuropteris ovata*, y *N. scheuchzeri*.

Formación Palmarito. Esta es una secuencia marina detrítica poco profunda (Marechal, 1983), ubicada en el Flanco Sur Andino de la Cordillera de Mérida. Es la sedimentación más reciente del Paleozoico

y una de las más características de Los Andes venezolanos. Representa un evento transgresivo general que comenzó en el Pérmico y cubrió extensas zonas de Los Andes. Suprayace transicionalmente a la Formación Sabaneta, cuyo contacto muestra ambientes transicionales fluviales a marinos. La Formación Palmarito puede subdividirse en dos miembros: uno inferior caracterizado por lutitas y margas limolíticas fosilíferas, con una base de arenas con marcas de corrientes e intervalos con restos vegetales que representan una sección interdigitada cerca del contacto de las Formaciones Sabaneta y Palmarito, y uno superior donde abundan las calizas estratificadas de color gris, fosilíferas, intercaladas con margas blandas delgadas, más silíceas hacia el tope, también fosilíferas (González de Juana *et al.*, 1980).

Palmarito representa una nueva transgresión marina que no excedió grandemente a la sedimentación de Sabaneta, aún cuando hay afloramientos de Palmarito sobre Mucuchachí. Las primeras fases de esta transgresión en la región norandina se manifiestan en el Westfaliense (a mitad del Carbonífero Superior), alcanzando su mayor expansión a partir del Stephaniense superior (Carbonífero tardío), persistiendo con oscilaciones más o menos marcadas de la línea de costa durante el Pérmico medio (Benedetto, 1980; citado en Testamarck *et al.*, 1991). La sedimentación probablemente ocurrió en una serie de diversos ambientes marinos de aguas someras cálidas, bajo condiciones de moderada energía (Hoover, 1976; *vide* González de Juana *et al.*, 1980). El miembro de caliza indicaría una sedimentación carbonática sobre una plataforma extensa de aguas muy someras, mientras que los bioclastos indicarían aguas de alta energía cerca de los bordes de la cuenca (González de Juana *et al.*, 1980). La presencia de *Parafusulina* sp., abundante en su parte axial, indicaría a su vez una extensa zona de plataforma tranquila, con aporte terrígeno muy reducido (Arnold, 1966). Otros fósiles encontrados en la Formación incluyen braquiópodos, briozoarios, pelecípodos y foraminíferos (particularmente fusulínidos). Benedetto y Odreman (1977b) distinguen ocho comunidades fósiles, que se extienden desde el Pennsylvaniense hasta el Pérmico Medio, de los alrededores de Carache, Estado Trujillo, compuestas por *Euphemites*, *Lingula*, *Murchisonia*, *Myalina*, corales, fenestélidos-braquiópodos, fusulínidos-braquiópodos y una comunidad mixta. Benedetto (1980; citado en Testamarck *et al.*, 1991) también indica una fauna de edad Pérmico medio compuesta de foraminíferos, ostrácodos, esponjas, corales, briozoos, cefalópodos, bivalvos y trilobites.

En la Formación Palmarito se ha encontrado una flora muy particular, compuesta por Gigantopterídeas. Odreman y Wagner (1979)

señalaron de la Quebrada Mucuchache, a 4 km S de Carache, restos de *Annularia stellata*, *Cordaites*, *Eusphenopteris*, *Lobatopteris* y *Neuropteris*. Estos autores también describieron una flora del Stephaniense al Pérmico Inferior compuesta de las siguientes pecopterídeas: *Fasciapteris*, *Neuropteris*, *Pecopteris* y *Polymorphopteris*, indicando que algunas de las especies son de aspecto europeo. De esta misma localidad, Odreman y Wagner (1979) señalan la presencia de un "*Gigantopteris*" (*Emplectopteridium*?). Es de resaltar que las pteridospermas *Gigantopteris* son características de la Flora Cataysiana y no de la Flora Gondwánica, que imperaba en el resto de Suramérica. Otros elementos de aspecto Cataysiano son *Protoblechnum*, generalmente atribuido al Pérmico, *Cordaites*, *Taenipteris* y *Zamiopteris*. La Flora Cataysiana se distribuyó por el sureste asiático y tenía elementos contemporáneos de la Flora Euroamericana (Ager, 1963). La flora de Europa y Asia era de carácter subtropical a tropical, mientras que la Gondwánica, con abundantes *Glossopteris*, parece haber sido el producto de climas más fríos (Schwarzbach, 1963). La variabilidad de los climas del Carbonífero, que Frakes (1979) equipara con aquellos de glaciales-interglaciales del Pleistoceno, quizás favorecería el desarrollo de la flora gondwánica de *Glossopteris*.

MESOZOICO

El Mesozoico se desarrolló en Venezuela en dos dominios: uno epicontinental, autóctono (que aflora en la Cordillera de Los Andes, Sierra de Perijá y Serranía del Interior oriental) y otro geosinclinal, alóctono (que aflora en las Cordillera de La Costa central y oriental, la Serranía del Interior, la Península de Paraguaná, la Isla de Margarita y otras islas de la plataforma continental (González de Juana *et al.*, 1980). Durante el Mesozoico, el "nudo andino" permaneció emergente, y el tectonismo de los pilares ("horst") y fosas ("graben") controló la acumulación de sedimentos (Shagam, 1972a). La sedimentación en este período en Venezuela tuvo lugar entre las Orogénesis Herciniana (o Evento Tecto-Termal Permo-Triásico) y la del Cretácico Superior. La actividad tectónica provocaría una intensa metamorfosis en las unidades del Paleozoico, y dejaría una serie de intrusiones ígneas graníticas, formando un relieve montañoso Pre-Andino, el cual sería erosionado durante el Mesozoico Inferior (Vivas, 1992).

Durante la Orogénesis Herciniana, todas las formaciones paleozoicas en la Región Central Andina y en la Sierra de Perijá fueron plegadas y levantadas por efecto de una tectónica compresiva con actividad ígnea calco-alcalina, ocasionando un intenso metamorfismo regional y una gran deformación tectónica en forma de pliegues, fallas, etc. (González de Juana *et al.*, 1980; Testamarck *et al.*, 1991). Durante este período orogénico ocurrieron toda una serie de intrusiones graníticas sintectónicas, como la Granodiorita de El Carmen, el Granito de Chachopo, y el Granito de Valera-La Puerta. También, como consecuencia de esta orogénesis, se levantó el borde continental al norte del Cratón de Guayana y se retiraron todos los mares hacia el norte, sobretudo en el

occidente de Venezuela. Es probable que una consecuencia directa de ésta orogénesis haya sido la elevación ancestral de una cadena andina, destacándose dentro de ella el Arco de Mérida con dirección NNO-SE, que posteriormente influyó el desarrollo de la sedimentación continental del Triásico-Jurásico y el avance de la transgresión marina del Cretácico (González de Juana *et al.*, 1980).

TRIASICO-JURASICO

La Orogénesis Herciniana del Permo-Triásico fue una época de intenso vulcanismo que condicionó una ausencia de rocas de edad Triásico en toda Venezuela. Este vulcanismo basáltico pudo haberse originado durante la ruptura de Pangea, hace unos 200 m.a., con una tectónica distensiva de "rifting", que acarrió el adelgazamiento de la corteza y la fragmentación generalizada de grandes zonas del basamento Precámbrico-Paleozoico. Se presume que la separación de África y Suramérica no fue significativa hasta el Jurásico temprano (Fig. 7), ya que durante todo el Triásico la Pangea ha debido ser una sola unidad geográfica (Lillegraven *et al.*, 1979). En el Jurásico ya se había establecido una cuenca marina al norte de Venezuela que quizás cubrió desde la Península Guajira hasta la isla de Trinidad, evidenciada por complejos arrecifales transgresivos, sedimentos marinos con amonites, areniscas arcósicas con restos de *Perisphinctes* en la Península de Paraguaná, y calizas con fósiles de *Exogyra virgula* en la Cordillera de La Costa. En un área positiva de Venezuela occidental, al norte del Cratón de Guayana, se formaron una serie de estructuras tipo "horst" y "graben", orientados aproximadamente en dirección NNW, donde se depositaron capas rojas de ambiente continental con algunos episodios lacustres (Formación La Quinta).

Para el Triásico-Jurásico, la evidencia faunal indica una continuidad de aguas entre la Región del Caribe-Atlántico y el Pacífico Oriental (Lillegraven *et al.*, 1979). En este período, en la Sierra de Perijá y el Macizo de El Baúl se desarrolló un intenso vulcanismo. En Los Andes, hay rocas volcánicas escasas en la Formación La Quinta, en forma de lavas diabásicas superficiales y diques intrusivos al oeste de Mérida y al norte de Lagunillas, y tobas volcánicas en la base de la sección tipo (González de Juana *et al.*, 1980). La sedimentación de gruesos espesores en el miembro superior de la Formación La Quinta en Los Andes de Venezuela prueba la existencia de una fase compresiva, la cual posee una estrecha relación con el vulcanismo del Grupo La Gé de la Sierra de Perijá (Benedetto y Odreman, 1977a). Morris *et al.* (1990) indicaron que La Quinta se originó en una depresión subsidente que fue llenada con

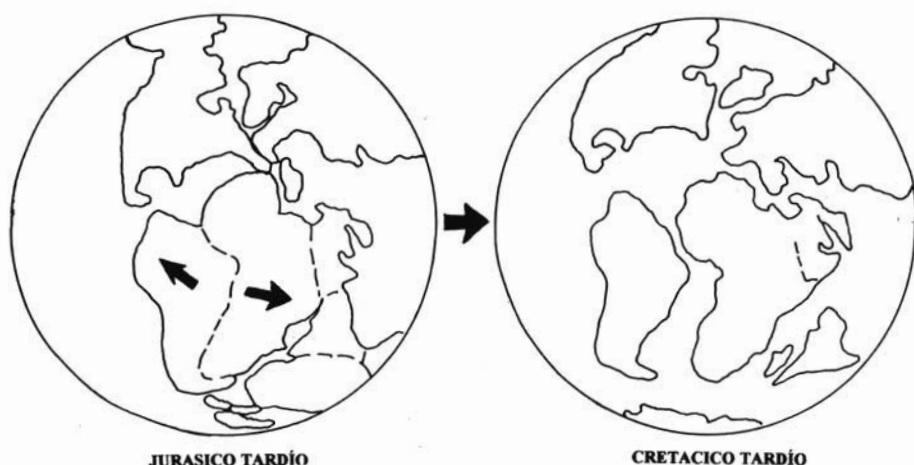


Figura 7.- Reconstrucción de la paleogeografía del Mesozoico, para ilustrar la formación del Océano Atlántico por separación ("rifting") de Suramérica y África.

capas rojas intercaladas con rocas silíceas volcánicas; la región de deposición parece haber estado cerca de un arco magmático ubicado al Oeste y Noroeste de Colombia, con un cinturón de volcanes continentales en una zona al Este de dicho arco. Las facies no rojas de la Formación La Quinta en los alrededores de Mérida contiene fósiles de ambientes de aguas dulces, y su posición estratigráfica indica una posible sedimentación relativamente más baja que la de la zona piedemontina donde se depositó la facies roja de dicha unidad litológica (Odreman y Ghosh, 1980).

Formación La Quinta. Esta es una unidad litológica de ambiente continental, producto de la erosión de los llamados Pre-Andes. Tiene una parte inferior conformada por clásticos rojos que descansan sobre tobas, una parte media constituida por lutitas, limolitas calcáreas y calizas con restos de vegetales, peces y crustáceos indicativos de ambientes lacustrinos a salobres (Useche y Fierro, 1972), y una parte superior con areniscas. Las mayores extensiones y afloramientos de esta Formación se localizan en el flanco suroeste de Los Andes de Mérida y Táchira (Fig. 8). Al norte de La Mesa, Estado Trujillo, ocurren sedimentos rojos discordantes sobre rocas metamórficas, con cristales de yeso que sugieren un clima continental árido para cuando sucedió la sedimentación (Ramírez *et al.*, 1972).

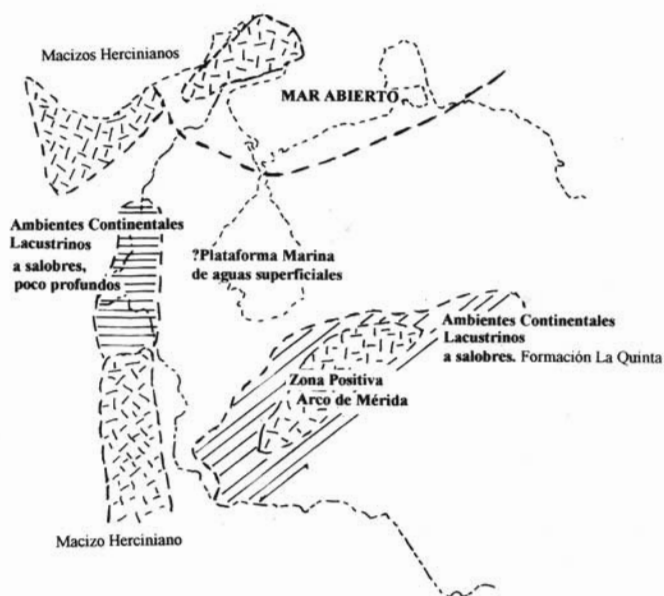


Figura 8.- Paleogeografía del área de la Cordillera de Mérida durante el Triásico-Jurásico (Modificada de Pérez-Preciado, 1988).

La edad de la Formación fue restringida al Jurásico por Benedetto y Odreman (1977a) en base a la presencia de *Dictyozamites*, *Tillophyllum* y *Williamsonella* y la asociación paleobotánica de *Ptilophyllum* y *Otozamites* (también señalada para la Formación Tinacoa, de la Sierra de Perijá por Odreman y Benedetto, 1977). En la base de la Formación se ha determinado a una edad de unos 230 m.a. (Triásico Medio-Superior) por el método U/Pb en circones de tobas de la sección tipo, en el camino de Seboruco a La Grita. A juzgar por la escasa ocurrencia de rocas volcánicas, las determinaciones paleontológicas de edad Jurásica y la presencia de material tobáceo redepositado en sedimentos de La Quinta, es posible que exista un "hiatus" entre las volcánicas y los sedimentos de La Quinta en Los Andes venezolanos (González de Juana *et al.*, 1980). Las relaciones estratigráficas con la suprayacente Formación Río Negro y las evidencias paleontológicas y de paleoflora, fueron base para que Testamarck *et al.* (1991) postularan una edad Jurásico Inferior, posiblemente Triásico, para la parte más inferior y una edad Jurásico Superior, probablemente Cretácico, para la superior.

En la Formación La Quinta se han localizado remanentes de peces y concostráceos, y restos carbonosos, todos indicativos de un ambiente lacustre (Useche y Fierro, 1972); coprolitos de tiburones grandes, con escamas, placas, dientes y huesos palatinos de peces ganoideos semejantes a *Lepidotus* del Triásico Superior y Jurásico europeos (Kündig, 1938), crustáceos ostrácodos (*Cypridea valdensis*, *Darwinula* sp.), y Concostráceos (estéridos) de agua dulce tales como *Isaura olssoni* y *Howellites colombianus* (Sutton, 1946; Bock 1953, citado en González de Juana *et al.*, 1980; Pérez, 1977, *fide* Boesi *et al.*, 1993). La especie *Isaura olssoni* está acompañada por el ostrácodo *Cypridea valdensis*, el cual ha sido encontrado en el Cretácico Inferior del Norte de Alemania (Benedetto y Odreman, 1977a). También se han encontrado restos de peces Actinopterygios y de un pequeño dinosaurio ornistíquio (cf. *Lesothosaurus* sp.; Russell *et al.*, 1992). La fauna de vertebrados terrestres fue común a varios continentes debido a su proximidad y contacto durante el Triásico-Jurásico (Lillegraven *et al.*, 1979). Entre las plantas fósiles se han localizado helechos (*Dyctyophyllum*), Cycadales (*Nilssonina*), Bennetitales (*Ptilophyllum*, *Zamites*), en la localidad tipo, y las Bennetitales *Dictyozamites*, *Otozamites* y *Ptilophyllum* en el área de Santa Ana; plantas las cuales indican también una edad Jurásica (Benedetto y Odreman, 1977a).

CRETACICO

Durante el Cretácico continuó la disgregación de la Pangea, que repercutiría después en Venezuela en la forma de una transgresión marina cretácica del proto-Caribe, que avanzó en sentido oeste-este y norte-sur sobre las áreas positivas de la plataforma epicontinental estable, procedente del mar abierto formado entre Norte y Sur América. Aunque la región del Caribe fue abierta a principios del Jurásico, el "rift" proto-Atlántico Sur solo fue invadido por el mar hace 115 m.a. (Aptiense), cuando comienza la transgresión cretácica sobre el borde continental de Venezuela. Aquí se generaron condiciones de estancamiento oceánico que fueron favorables para la captación de carbono orgánico y posterior generación de hidrocarburos (González de Juana *et al.*, 1980).

El Cretácico más antiguo depositado sobre el dominio cratónico suramericano está documentado de la Cordillera Oriental de Colombia y de la Península de La Guajira. En el Occidente de Venezuela se estableció una megacuenca que se extendió a lo largo del cratón suramericano desde el noreste de Venezuela hasta quizás el norte de Argentina. En la región de Los Andes de Venezuela, la sedimentación del Cretácico se desarrolló en siete ciclos de segundo orden: cinco inferiores correspondientes al margen continental pasivo, uno intermedio a la cuenca detrás del Arco Volcánico del Pacífico y uno superior al inicio del antepaís occidental (Boesi *et al.*, 1993). El Arco de Mérida condicionó el avance de las aguas durante el comienzo de la transgresión. Las secuencias cretácicas más completas se depositaron en los mares epicontinentales. La Fig. 9 muestra las principales unidades cretácicas en la región objeto de este libro.

La transgresión Cretácica en Venezuela comienza en el Barremiense, como consecuencia del hundimiento del borde septentrional del Cratón de Guayana, y se produce en dos frentes: el primero, proveniente de la zona del Mar Caribe, invade por el oriente y por el surco de Barquisimeto; el segundo, proveniente del mar epicontinental de la Cordillera Oriental de Colombia, invade la entonces Plataforma del Lago de Maracaibo y el Arco de Mérida por los surcos de Machiques y Uribante (donde se depositaron grandes volúmenes de sedimentos fluviales -Formación Río Negro). Las pequeñas oscilaciones verticales durante el largo período de subsidencia ocasionó reiterados avances y retrocesos en las aguas, lo cual ocasionó a su vez cambios de ambientes y de litologías. A comienzos del Aptiense los surcos de Trujillo, Machiques y Uribante (zonas de mayor subsidencia) habían sido prácticamente rellenados por una secuencia sedimentaria de tipo transgresivo, de mayor espesor respecto a la plataforma central y los bordes de la cuenca. El mar progresó (en forma de aguas muy llanas) sobre las áreas positivas, excepto en las regiones más elevadas del Arco de Mérida. Durante el Albiense inferior, hubo un rejuvenecimiento en zonas adyacentes al Arco de Mérida que favoreció la sedimentación de arenas en las áreas marginales. En el Albiense Superior se igualaron los ambientes sedimentarios y los pocos remanentes positivos del Arco de Mérida fueron rebasados. Entre el Cenomaniense y el Santoniense, la transgresión cretácica alcanzó su mayor penetración hacia el sur, llegando casi cerca del curso actual de los Ríos Arauca y Orinoco.

La parte basal del Cretácico Inferior no está representada en Los Andes venezolanos, aún cuando sedimentos del Neocomiense fueron depositados en la Península de Paraguaná. En el Cretácico Superior, a consecuencia de la Orogénesis Laramidiana, hay un cambio en el ciclo marino, evidenciado por sedimentos clásticos de las Formaciones Colón y Mito Juan. Este ciclo finalmente culminó con un levantamiento general de tierras al final del período (González de Juana *et al.*, 1980).

BARREMIENSE

La transgresión cretácica en Venezuela occidental se caracteriza por dos etapas: una temprana, propia de un margen continental pasivo (que abarca desde el Barremiense hasta el Santoniense) y una tardía, con máximo desarrollo durante el Campaniense, con un proceso sedimentario determinado por la condición de cuenca detrás del arco volcánico del Pacífico (Boesi *et al.*, 1993). Durante el Barremiense comienza la transgresión cretácica que hizo que el surco de Uribante, al igual que los surcos de Barquisimeto y Machiques (Fig. 10), se rellenaran con una

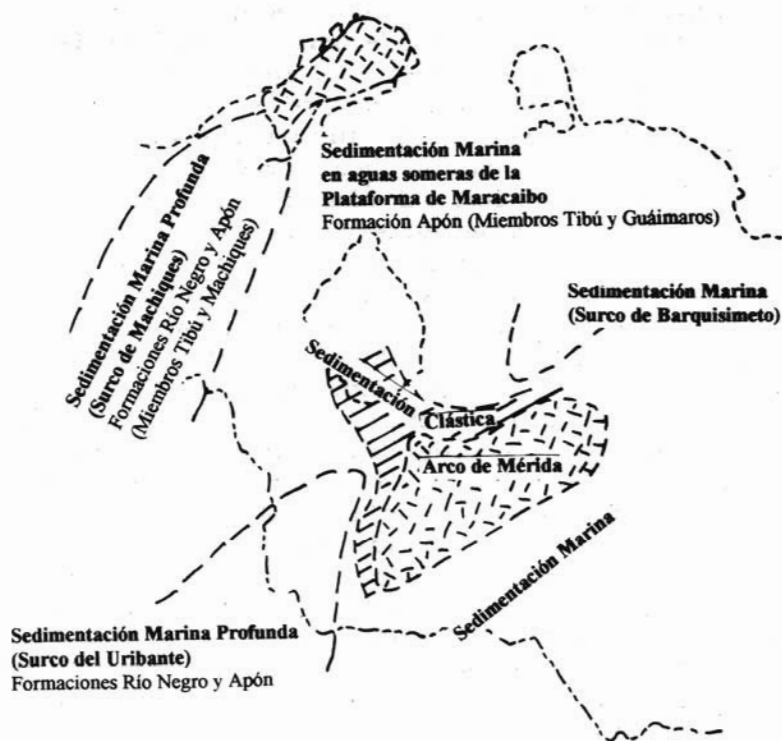


Figura 10.- Paleogeografía del área de la Cordillera de Mérida durante el Barremiense-Aptiense (basada en González de Juana *et al.*, 1980 y Pérez-Preciado, 1988).

secuencia sedimentaria de ambiente predominantemente fluvial, conocida como Formación Río Negro (González de Juana *et al.*, 1980). El Arco de Mérida continuó sobre el nivel del mar (Renz, 1977).

Formación Río Negro. Definida originalmente de una sección en las gargantas del Río Negro, al suroeste de Machiques (Estado Zulia), se han encontrado afloramientos de esta unidad en Los Andes y en el Surco del Uribante y en el flanco oriental de la Sierra de Perijá. El espesor de los sedimentos de esta Formación es muy variable, como sería de esperar en un conglomerado basal de avance de transgresión, y éstos se acuan (reduciéndose) contra los bordes de la entonces Plataforma de Maracaibo y del Arco de Mérida. Algunas veces presenta sedimentos de origen fluvial con areniscas conglomeráticas y otras,

areniscas feldespáticas de grano grueso en estratificación cruzada, con lutitas intercaladas y fragmentos de areniscas cuarzosas, cuarzo de veta y esquistos (González de Juana *et al.*, 1980). Estas areniscas serían los residuos de la denudación de terrenos graníticos y metamórficos poco meteorizados (Van Andel, 1958). Los feldespatos principales en la Formación son microclino, oligoclase y ortosa. Los colores predominantes son generalmente claros, amarillos y grises, aún cuando en algunas secciones aparecen capas de color rojo (originadas por limolitas rojas que tiñen de rojo el resto de la Formación). En el suroeste de Los Andes, en el Surco del Uribante, la litología consiste en areniscas y conglomerados claros, con capas de limolitas rojas y verdes intercaladas. En el área de La Vueltona-Santa María de Caparo tiene un alto contenido de material redepositado a corta distancia de las limolitas rojas de la Formación La Quinta, y hacia la base de la Formación presenta fósiles de grandes moluscos y gasterópodos (Boesi *et al.*, 1993). Los niveles lutíticos de ambiente marino somero en la sección de Zea, Estado Mérida, se han interpretado como un nivel de máxima inundación marina (Boesi *et al.*, 1993). En el borde oriental del Surco existen areniscas predominantemente cuarcíticas, procedentes del Cratón de Guayana.

De esta unidad, particularmente hacia el tope, se han señalado fósiles de *Choffatella*, *Exogyra* y *Trigonia* en calizas arenosas del suroeste andino (Trump y Salvador, 1964; fide González de Juana *et al.*, 1980). La edad de la Formación se ha estimado como Barremiense (Kiser, 1989; fide Boesi *et al.*, 1993).

El ambiente de sedimentación de esta Formación ha sido considerado como deltaico a marino(?) costanero, con lagunas y pantanos costaneros no persistentes; la facies de lutitas y lodolitas indicaría condiciones hipersalinas, poca circulación y baja oxigenación; la facies de conglomerados representaría pequeñas pulsaciones del ciclo fluvial (García *et al.*, 1980).

APTIENSE-ALBIENSE

Durante este período continúa la transgresión cretácica sobre el borde noroeste de Los Andes y sobre la Plataforma de Maracaibo. Una vez rellenados los surcos por los sedimentos de la Formación Río Negro, los ambientes marinos someros de aguas agitadas se establecieron sobre esos lugares. La escasa profundidad de los mares condicionó el depósito de calizas bioclásticas sobre una plataforma extensa. En el Aptiense Inferior ocurre una sedimentación casi exclusivamente calcárea (Miembro Tibú de la Formación Apón). Durante el Aptiense Inferior y

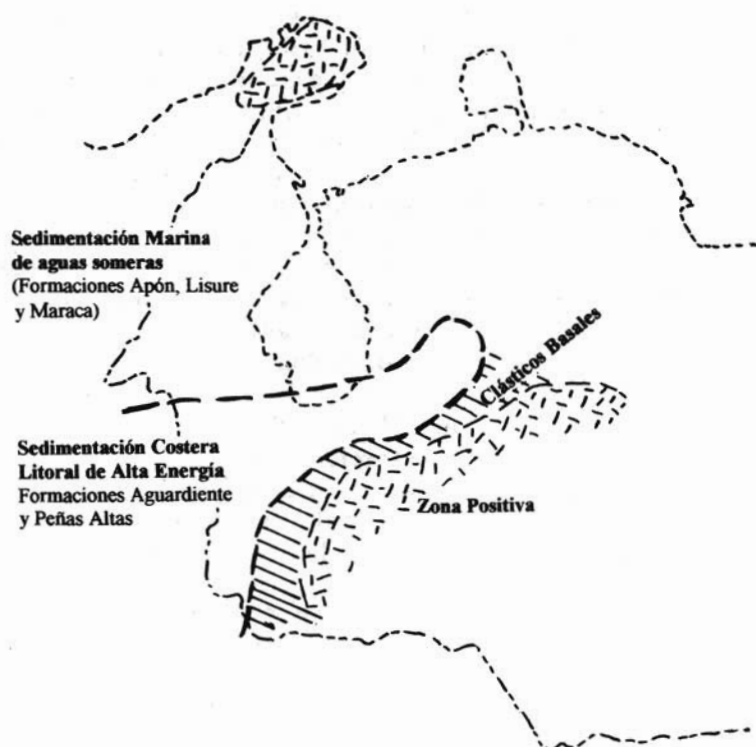


Figura 11.- Paleogeografía del área de la Cordillera de Mérida durante el Albiense (basada en González de Juana *et al.*, 1980 y Pérez-Preciado, 1988).

Medio comienza la transgresión del frente noroeste de Los Andes, restando emergentes grandes extensiones del Arco de Mérida y la Cuenca de Barinas. A finales del Aptiense se sedimentan capas delgadas y relativamente extensas de lutitas dolomíticas (Miembro de Lutitas de Guáimaro de la Formación Apón). En el Albiense (Fig. 11) se incrementó la erosión en el borde septentrional del cratón, produciendo un importante flujo de arenas en dirección norte, las cuales, al alternar con lutitas y lentes de caliza, produjeron una interdigitación de areniscas cuarzosas, lutitas y calizas duras grises (Formaciones Peñas Altas y Aguardiente). En el Albiense Medio las aguas siguieron transgrediendo hacia el sur hasta invadir la Cuenca de Barinas, para finalmente rebasar las mayores alturas del Arco de Mérida durante el Albiense superior,

cuando también se depositó un extenso y delgado intervalo de calizas con fósiles (principalmente ostras), de ambientes nerítico-costeros, sobre Los Andes y la Plataforma de Maracaibo (Formaciones Maraca y La Puya).

Formación Apón. Esta Formación tiene una amplia distribución en el occidente de Venezuela y está constituida por capas gruesas de calizas gris-azulosas densas y duras, generalmente fosilíferas, con intervalos menores de lutitas que pueden ser de calcáreas a arenosas (González de Juana *et al.*, 1980). En el área de Zea-Guaruríes (Estado Mérida) es en su mayor parte transgresiva, con profundidades menores de 20 m, y está compuesta de lodolitas y polimictas interestratificadas con margas y limolitas, con calizas de buena permeabilidad y capacidad de almacenamiento de agua (Boesi *et al.*, 1993). La Formación Apón falta en algunas áreas positivas al momento de la transgresión (como el Arco de Mérida), o donde no había llegado ésta (como la Cuenca de Barinas). Una de las interpretaciones para esta ausencia de Apón, particularmente para el área de La Vultosa (Estado Táchira), es que esta unidad constituye un Prisma de Bajo Nivel de edad Aptiense, acuñado contra un talud entre Santo Domingo y La Vultosa, lo que equivaldría a un talud entre la plataforma de Barinas y la cuenca andina (Boesi *et al.*, 1993).

La fauna de la Formación Apón es típica de ambientes neríticos, tranquilos y bien aireados (Renz, 1977). Los fósiles característicos de esta formación son amonites y lamelibranquios, y el fósil indicador más común es el foraminífero *Choffatella decipiens*, de edad Aptiense Inferior a Medio. Este último, junto con *Orbitolina concava* son claves en el área de Barinas (Pierce, 1960). También se han hallado *Neotrocholina cf. valdensis*, lamelibranquios, foraminíferos y fragmentos de gasterópodos en calizas bioclásticas arenosas de Los Andes de Lara (Bushman, 1965); así mismo se han señalado equinoideos (*Toxaster* sp.), bivalvos (*Ostrea scyphax*, *Exogyra* sp.), *Chelonicerias* sp. y *Heminautilus* sp. (que indican una edad Aptiense superior), y raramente *Ammonites* y nautilidos (Renz, 1977). El ambiente de sedimentación de una sección de la Formación Apón cerca de Mérida fue determinado por Ghosh (1979) como marino restringido tranquilo con poca sedimentación clástica, a juzgar por la presencia de glauconitas en capas delgadas de marga. García *et al.* (1980) señalan que la facies de calizas de esta Formación representa un ambiente marino de aguas superficiales cálidas y moderada circulación, mientras que la facies de lutitas limosas indicaría en parte ambientes tranquilos de lagunas costaneras; la presencia de cuarzo en la facies de calizas arenosas pudiera indicar aportes del Arco de Mérida.

Rod y Maync (1954) subdividen a la Formación Apón en tres miembros que les fueron dados los nombres de Tibú, Machiques y Piché por Renz (1959). En Los Andes no se han encontrado ni Machiques ni Piché, pero se ha identificado otro miembro, conocido como Los Guáimaras.

- **Miembro Tibú:** Se extiende desde el Surco de Machiques y la Concesión Barco en Colombia, hasta los Estados Trujillo y Lara (Renz, 1959), aunque está ausente sobre el Arco de Mérida. Constituye la primera manifestación de calizas bioclásticas de aguas marinas llanas depositadas transicionalmente por encima de las areniscas de la Formación Río Negro. La secuencia, en orden ascendente, incluye calizas arenosas, areniscas calcáreas y lutitas arenosas (casi siempre con glauconita), seguidas por calizas grises que van desde coquinas puras fosilíferas hasta calizas microcristalinas, intercaladas con margas y calizas negras laminares fétidas. *Choffatella decipiens* es el microfósil diagnóstico de este miembro, indicando una edad Aptiense Inferior (González de Juana *et al.* (1980). En el área de Seboruco (Estado Táchira) se han encontrado cefalópodos de los géneros *Chelonicer* y *Heminautilus*, y en el área entre Peñas Altas y Montevideo (Estado Lara) *Neotrocholina*. También son abundantes los lamelibranquios de los géneros *Cucullaea*, *Exogyra* y *Trigonia*, equinoideos de los géneros *Ennallaster* y *Toxaster*, y varias especies de gasterópodos (Renz, 1959).
- **Miembro Los Guáimaras:** Sedimentación de lutitas laminares dolomíticas, gris oscuro a negras, generalmente dolomíticas, probablemente anterior a la sedimentación del Miembro Machiques y posterior a la del Miembro Tibú (que suprayace en concordancia), cerca del contacto entre las Formaciones Apón y Aguardiente. Su localidad tipo está en Los Guáimaras, cerca de Ejido (Edo. Mérida), y su distribución abarca la mayor parte de la Plataforma de Maracaibo hasta Los Andes, menos sobre el Arco de Mérida. Es muy pobre en fósiles: en ella se han señalado algunos restos de plantas y un ejemplar de *Chofatella* diferente a *Chofatella decipiens*, extinguida en el Aptiense Medio. Por correlación regional se presume que esta unidad sea del Aptiense Superior (Renz, 1959).

Formación Aguardiente. Este intervalo se desarrolló principalmente en el flanco occidental del Arco de Mérida y en la Depresión de Táchira, es predominantemente arenoso (sobre todo hacia el Cratón de Guayana, hacia donde disminuye su espesor), con diferentes tipos de rocas carbonatadas, comprendido entre los intervalos calcáreos de las

Formaciones Apón (infrayacente) y La Puya (suprayacente). Presenta, además, calizas y lutitas negras, en una sucesión alterna de facies arenosas fluvio-costeras y de facies de calizas marino-costeras. En ella abundan las areniscas bien estratificadas, predominantemente cuarcíferas, a veces intercaladas con lutitas en algunos lugares de Mérida y Táchira.

La litología en el área de Zea-Guaruríes (Estado Mérida) consiste de areniscas silíceas muy compactas y ferruginosas en algunos niveles, intercaladas con lutitas carbonosas que reflejan, en general, una sedimentación costera litoral de alta energía, con bioturbación horizontal (Boesi *et al.*, 1993). Hacia el sur de Perijá y en la región andina, sobre la Formación Apón, hay facies arenosas donde se notan clásticos cuarzosos aparentemente derivados del Escudo de Guayana, cuando hubo cambios en la provincia distributiva. La sedimentación de Aguardiente sobre el Arco de Mérida fue muy reducida, al igual que sobre la Cuenca de Barinas, donde fue predominantemente fluvio-costera. En los lugares donde no se depositó la Formación Apón, la Formación Aguardiente descansa directamente sobre el basamento pre-Cretácico. En el suroeste de Los Andes, en el área de La Vueltona-Santa María de Caparo, se distingue el contacto de esta unidad con la Formación Río Negro por el cambio de coloración entre rojos y moteados de esta última y los depósitos plataformales amarillos y pardos de la Formación Aguardiente (Boesi *et al.*, 1993). El avance de las transgresiones marinas cretácicas y las zonas positivas, va a determinar la posición y edad de las calizas presentes en la Formación Aguardiente. Una de las características de esta unidad es el aumento en el espesor y abundancia de lutitas a medida que avanzamos hacia el oeste (e.g., de las áreas de Zea y La Vueltona hacia San Pedro del Río), indicando un desarrollo de ambientes marinos con mayor profundidad de agua (Boesi *et al.*, 1993).

Cerca de la base de esta Formación se han encontrado fósiles de *Orbitolina concava texana* y abundantes restos de *Weichselia* sp. En el Flanco de Barinas se han hallado Lamelibranquios (González de Juana *et al.*, 1980). También se han señalado arrecifes de briozoarios fósiles fragmentados y asociados con areniscas glauconíticas (Ghosh, 1979). La edad se ha calculado como del Aptiense-Albiense (Kiser, 1989; *vide* Boesi *et al.*, 1993).

En resumen, las reconstrucciones paleogeográficas de esta unidad revelan que ella se depositó en ambientes marinos, con facies de bancos de arena que indican barra o cordón litoral ("restinga") y la correspondiente playa asociada; la facies de lutitas indicaría lagunas

costaneras pantanosas; la facies de calizas, aguas someras de mar abierto; y la facies de areniscas glauconíticas indicarían el más tranquilo de los ambientes de esta Formación: barras sumergidas en una plataforma somera raramente emergente (García *et al.*, 1980).

Formación Peñas Altas. Algunos autores (Rod y Maync, 1954; Sutton, 1946; González de Juana *et al.*, 1980, entre otros) han usado el nombre de Formación Aguardiente para identificar a este intervalo. Renz (1959) sugirió el uso del nombre de Formación Peñas Altas para Los Andes venezolanos y la consideró equivalente de las Formaciones colombianas Mercedes *plus* Aguardiente. Aparentemente, representa un equivalente lateral de la Formación Aguardiente en Los Andes de Lara y Trujillo. En esta unidad se han encontrado ammonites (*Engonoceras*) y rudísticos (*Caprina*), y en la sección arenosa superior *Exogyra boussingaulti*, *Ostrea scyphax* y *Terebratula* sp. (Renz, 1977).

Formación La Puya. Esta unidad (suprayacente a Aguardiente e infrayacente, dependiendo del lugar, a Capacho o La Luna) está constituida por calizas bioclásticas macizas, conchíferas, sedimentadas a finales del Albiense sobre casi toda la cuenca de Venezuela Occidental, desde Perijá hasta Los Andes, estando ausente en el subsuelo de Barinas. En Los Andes se ha asociado usualmente con el nombre de Formación Maraca; esta última unidad es ligeramente más joven, probablemente del Cenomaniense (Renz, 1959). En Los Andes la Formación La Puya está presente en capas delgadas (de 10 a 20 m) de calizas arenosas grises con abundantes fósiles. El intervalo se hace más arenoso hacia la base y hacia el sureste de la Formación. Las calizas presentan arabescos de conchas de *Ostrea scyphax*. En algunos lugares, las calizas coquinoideas están impregnadas de hidrocarburos que le dan un color gris oscuro a negro. Las calizas de la parte inferior son bioclásticas, lo que sugiere aguas agitadas a playeras (Ford y Houbolt, 1966). El contacto superior de esta unidad (con calizas ostríferas de ambiente nerítico muy cercano a la costa) y la Formación La Luna (con calizas negras amonitíferas, y lutitas negras marinas de ambientes euxínicos) indica un cambio violento de ambiente de sedimentación, con aguas menos agitadas que resultaron en calizas micríticas, aún cuando sus relaciones parecen ser concordantes y hasta transicionales (González de Juana *et al.*, 1980). Para esta unidad se han señalado (Renz, 1959; González de Juana *et al.*, 1980) fósiles de *Exogyra* aff. *squamata*, *Ostrea Scyphax* y varias especies de amonites del género *Oxitropidoceras*. La edad se ha calculado como Albiense Superior (en Perijá suprayace a la Formación Lisure, que contiene amonites del Albiense Medio y Superior, e infrayace a la Formación La Luna, cuya base es del Cenomaniense). Según Renz (1977), en Los Andes de Táchira y Mérida el foraminífero planctónico *Hedbergella* indicaría el Albiense Superior.

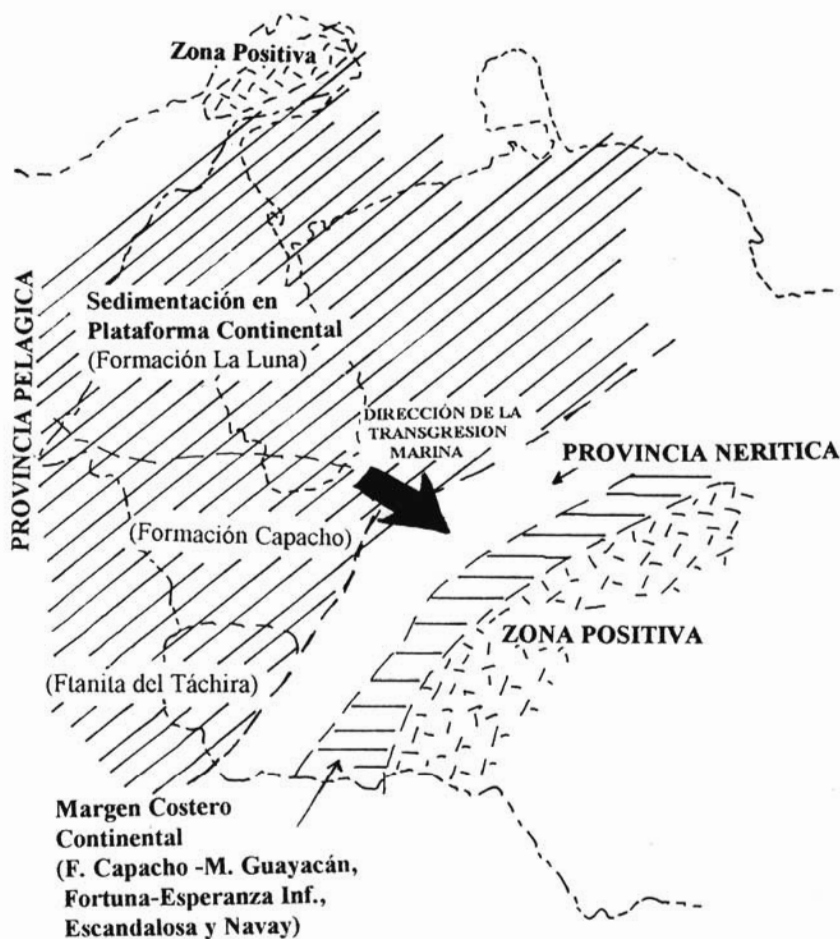


Figura 12.- Paleogeografía del área de la Cordillera de Mérida durante el Cenomaniense-Turonense Inferior (basada en Zambrano *et al.*, 1969 y González de Juana *et al.*, 1980).

CENOMANIENSE-SANTONIENSE

A este período corresponde la máxima cobertura marina en Venezuela, que logra sobrepasar el Arco de El Baúl, conectando las Cuencas de Barinas y de Venezuela Oriental, con un desarrollo de ambientes euxínicos (Formación La Luna) y ambientes más oxigenados (Formación Capacho). En el Cenomaniense Inferior comienza una subsidencia

regional extensa que va a finalizar con la sedimentación típica de la Formación La Luna. Los mares alcanzaron hasta cerca del actual curso del Río Arauca (Estado Apure), cubriendo la Cuenca de Barinas, donde se desarrollaron ambientes nerítico-costeros.

De esta época se conocen tres tipos de ambientes sedimentarios (Fig. 12): la Provincia Pelágica, la Provincia Nerítica y la Provincia Costanera (Zambrano *et al.*, 1971). La **Provincia Pelágica** cubre la Península Guajira, el Surco de Machiques, el flanco oriental de la Sierra de Perijá, la Plataforma de Maracaibo, la Depresión de Táchira, el flanco noroeste de Los Andes venezolanos y la Depresión de Barquisimeto. En ella se depositaron lutitas negras calcáreas y calizas de ambiente marino con fondos euxínicos, que eventualmente constituyeron buenos depósitos de petróleo, como la Formación La Luna. Un equivalente lateral de esta Formación, conocida como Formación Capacho, se depositó en la parte suroeste de esta Provincia, en la Depresión de Táchira y parte de Los Andes. Sobre esta Formación se depositaron sedimentos litológicamente similares a la Formación La Luna, pero que en su parte superior presenta un intervalo de ftanita negra regularmente estratificada que tiene intercaladas capas fosilíferas (con remanentes de peces, principalmente vértebras), de caliza silíceas y de lutita negra, conocido como Miembro Ftanita de Táchira. La ausencia de organismos bentónicos, el contenido de materia orgánica y la microlaminación indican una sedimentación en aguas tranquilas por debajo del nivel de oxidación, probablemente próximas a las costas y sometidas a corrientes, dada la presencia de granos detríticos de cuarzo y láminas de mica. La **Provincia Nerítica** estaba situada al sureste de la Provincia Pelágica en los flancos surorientales de Los Andes y en la Cuenca de Barinas. Para esta época, el Macizo del Colorado separaría dos subcuencas dentro de esta Provincia: la del Uribante y la de Barinas. Hay un mayor contenido de arenas, glauconita y pelotillas fosfáticas, y ausencia de ambientes euxínicos. La **Provincia Costanera** estaba situada al sur de la Provincia Nerítica, hasta el Río Arauca, indicando el máximo de la transgresión hacia el sur. Es predominantemente arenosa, con sedimentos provenientes (al igual que en la Provincia Nerítica) del borde septentrional del Cratón de Guayana.

Formación Capacho. Unidad estratigráfica de Los Andes de Mérida y Táchira donde se acumularon facies de calizas bioclásticas de colores claros e influjos clásticos, muchas veces fosilíferas, lutitas gris oscuro a negras y limolitas ocasionales, suprayaciendo a la Formación La Puya y por debajo de la Formación La Luna. En el Surco de Machiques es reemplazada por las Formaciones Maraca y La Luna. Hacia el sur pasa

lateralmente a la Formación Escandalosa. Está dividida en tres Miembros: La Grita, Seboruco y Guayacán.

La sedimentación de Capacho ocurrió en ambientes marinos; la facies de coquina indicaría ambientes de aguas someras y circulación normal relativamente protegidas; el resto de las facies indican sedimentación en ambientes de plataforma, algunos en la margen de ésta y otros sobre la plataforma a unas decenas de metros de profundidad (García *et al.*, 1980).

- **Miembro La Grita.** Presenta una litología muy similar a la Formación La Luna, con calizas biomicríticas densas de color negro, que alternan con concreciones calcáreas y calizas arcillosas finamente laminadas. En el área de Zea-Guaruríes, Estado Mérida, la litología de este miembro es muy parecida a la del intervalo basal de la Formación La Luna, con lutitas negras ricas en materia orgánica amorfa, depositadas en ambiente pelágico, y representando el intervalo de máxima inundación marina del final del Albiense (Boesi *et al.*, 1993). En este Miembro Renz (1959) encontró restos fósiles de peces, *Inoceramus* y foraminíferos planctónicos (*Rotalipora*). Su edad ha sido calculada entre el Cenomaniense inferior y quizá el Albiense superior, por la presencia de una especie no identificada del género *Rotalipora*, índice del Albiense inferior (González de Juana *et al.*, 1980).
- **Miembro Seboruco:** Es una sedimentación uniforme de lutitas duras no calcáreas, gris oscuras a negras, con pocas capas conchíferas delgadas (González de Juana *et al.*, 1980). La lutita de este miembro alcanza unos 70 m de espesor en la parte media de la Formación Capacho, con una textura masiva, fractura astillosa, color gris oscuro a pardo y abundantes escamas de peces (Boesi *et al.*, 1993). Los períodos de sedimentación de calizas micríticas bioclásticas pueden haber coincidido con circulación moderada que oxigenó los fondos y favoreció el desarrollo de una rica fauna de moluscos. Durante los períodos en que prevalecieron corrientes deltaicas el fondo recibió lodo con limo, mientras que durante los períodos de corrientes marinas el fondo albergó abundantes foraminíferos pelágicos, como *Globigerina* sp. (González de Juana *et al.*, 1980). El ambiente sedimentario de las lutitas de este Miembro en el área de Zea-Guaruríes es de aguas someras y se interpreta como una unidad progradante que culmina en una discordancia sobre la cual tiene lugar la transgresión marina más extensa que tuvo lugar sobre el continente pasivo de América del Sur, la cual recibe el nombre de Mar de La Luna (Boesi *et al.*, 1993).

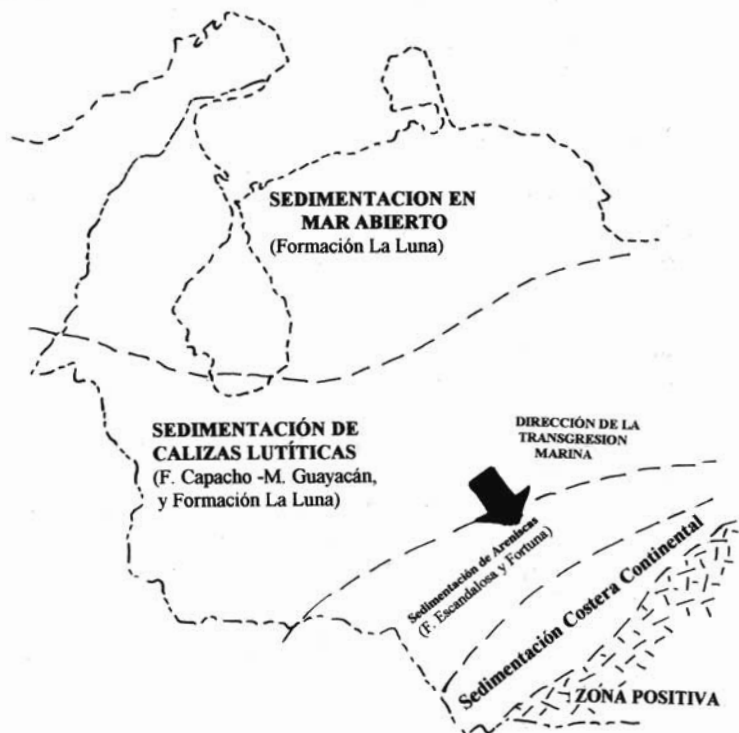


Fig. 13.- Paleogeografía del área de la Cordillera de Mérida durante el Turoniense Superior (basada en González de Juana *et al.*, 1980 y Pérez-Preciado, 1988).

- **Miembro Guayacán:** Esta unidad se reconoce en todo el suroccidente andino, con extensión hacia el subsuelo de Barinas. No se depositó sobre la Plataforma del Lago de Maracaibo, ya que hacia el norte se hizo mayor la profundidad del agua. Al igual que en el caso del Miembro Seboruco, esta sedimentación aumenta en espesor en dirección de la Cuenca de Barinas. Está constituida por capas de calizas grises bioclásticas macizas, con abundantes fósiles (fragmentos de moluscos y algunos gasterópodos), intercaladas con lutitas micáceas oscuras no calcáreas y cantidades menores de limolita arcillosa de color gris (González de Juana *et al.*, 1980; Boesi *et al.*, 1993). Con la sedimentación de la caliza de Guayacán, se inicia en su facies somera la transgresión del Mar de La Luna (Boesi *et al.*, 1993). De este Miembro se conocen fósiles de lamelibranquios y amonites, y de una sección ubicada en la Quebrada Zorca, al este de Capacho (=Independencia, Estado Táchira), se extrajo *Coilopoceras* sp., que indica una edad Turoniense superior (Renz, 1959).

Formación La Luna. Esta es la unidad litoestratigráfica más característica del Cretácico en el occidente de Venezuela, con una gran potencialidad generadora de hidrocarburos relacionada con la materia orgánica anóxica que fue acumulada en grandes espesores. A pesar de que ha sido generalmente considerada como de una litología notablemente uniforme, Boesi *et al.* (1993:39) indican que tiene importantes variaciones verticales en facies orgánicas y ambientes de sedimentación. Está constituida por calizas laminadas densas, gris oscuras a negras (algunas carbonáceas, otras bituminosas que despiden fuerte olor a petróleo en fractura fresca, a veces con gotas de petróleo en los fósiles), intercaladas con lutitas marinas contentivas de fauna bentónica escasa, y por arcillas negras calcáreas o no. Un carácter distintivo de la Formación es la presencia de concreciones elipsoidales y discoidales de caliza negra dura (a veces con microfósiles perfectamente conservados), siendo común encontrar ftaanita negra. Interesante en esta formación es la presencia de intervalos radioactivos en Campo Mara, Quebrada La Luna y al este de Lobatera. En Táchira los depósitos presentan calizas claras, mientras que en el piedemonte de Táchira hacia Barinas son particularmente arenosos. Boesi *et al.* (1993:39) señalan que la presencia de granos volcánicos raros en esta Formación sugiere una actividad volcánica contemporánea dentro de áreas adyacentes. La Formación La Luna se sedimentó en un ambiente de tipo marino (Fig. 13), bajo condiciones de vida euxínicas, lo cual inhibió la vida bentónica. El ambiente reductor favoreció la preservación de materia orgánica y la formación de pirita durante las fases de diagénesis.

La Formación La Luna puede subdividirse en tres secciones. En la inferior, que es la sección amonítica por excelencia, predominan las lutitas gris oscuro a negras, calcáreas y ricas en materia orgánica amorfa, de origen marino pelágico (Boesi *et al.*, 1993). La sección media (ftanítica-calcárea) es transicional entre las secciones inferior y superior, y de composición mixta; presenta fragmentos volcánicos de andesita y niveles delgados de foraminíferos en algunas capas de caliza (Boesi *et al.*, 1993); la sección superior presenta ftaanitas negras en capas bien estratificadas, que se tornan grisáceas hacia el tope y la base de cada capa debido a la alteración por diagénesis (Boesi *et al.*, op. cit.); y en el área de San Pedro del Río presenta una capa regional de caliza fosfática, rica en P_2O_5 , que está bajo explotación minera (Odreman *et al.*, 1990; *vide* Boesi *et al.*, 1993).

En la Formación La Luna de la Quebrada Chiriría (a 400 m de San Pedro del Río, Estado Táchira) se han reconocido (Boesi *et al.*, op. cit.) dos ciclos que al clasificarlos según su duración (Haq *et al.*, 1987) resultan de segundo orden. Estos ciclos están comprendidos entre el

Cenomaniense tardío y el Campaniense temprano. El Ciclo Inferior presenta sistemas transgresivo y regresivo. El primero, transgresión del Cenomaniense al Coniaciense que comenzó cuando se sedimentó la Caliza del Miembro Guayacán de la Formación Capacho, está caracterizado por abundancia de partículas finas, oscilaciones de la actividad bacteriana anaeróbica, disminución del aporte terrestre en orden ascendente, curva paleobatimétrica creciente desde unos 100 m en el Cenomaniense tardío hasta unos 300 m en el Turoniense-Coniaciense y una fauna típica de aguas energéticas bien oxigenadas. El sistema regresivo, del Coniaciense al Santoniense, está caracterizado por una curva paleobatimétrica decreciente de 300 a 100 m, aproximadamente, predominio de foraminíferos bénticos sobre los planctónicos, presencia de material gel oxidado y riqueza menor de materia orgánica. El Ciclo Superior presenta también dos sistemas, uno transgresivo y otro regresivo. El primero, a comienzos del Campaniense, está caracterizado por una abundancia y diversidad de fauna, y un incremento en la curva paleobatimétrica desde unos 100 a unos 200 m. El sistema regresivo está caracterizado por bajos valores paleobatimétricos (en el orden de los 100 m), predominio de foraminíferos bénticos sobre los planctónicos y presencia de materia orgánica oxidada y de alta energía.

La Formación contiene abundantes fósiles planctónicos, especialmente *Amonites* sp. e *Inoceramus* sp. en las concreciones, y foraminíferos en las lutitas y calizas laminadas. También hay restos de moluscos, pelecípodos, pocos radiolarios (González de Juana *et al.*, 1980; Boesi *et al.*, 1993), bivalvos microscópicos de conchas delgadas y abundantes restos de peces en capas fosfáticas, especialmente en la Ftanita del Táchira (Ghosh, 1979). La edad inferior puede deducirse a partir de *Rotalipora appenica*, especie confinada al final del Albiense y comienzos del Cenomaniense. La parte superior indica el Turoniense, por la presencia del foraminífero pelágico *Globotruncana* de doble quilla, así como fósiles del Coniaciense (*Inoceramus labiatus*) y posiblemente del Santoniense (*Texanites texanum* y *Paralenticeras sieversi*). Otros foraminíferos pelágicos corresponden a los géneros *Globigerina*, *Guembelina*, y *Globorotalia* (González de Juana *et al.*, 1980), *Dicarinella*, *Globigerinelloides*, *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Marginotruncana*, *Nodosaria*, *Orthocarstenia*, *Rotalia* y *Whiteinella* (Boesi *et al.*, 1993: Anexo 2). Los caparazones de los foraminíferos están generalmente rellenos de calcita clara con una matriz calcilutítica o lutítica, carbonácea y bituminosa (González de Juana *et al.*, 1980).

En Los Andes de Táchira se han identificado ftanitas en la parte superior de la Formación La Luna, que caracterizan el Miembro Ftanita

del Táchira. En Los Andes de Trujillo y Lara, La Luna se puede subdividir en tres miembros: La Aguada, Chejendé y Timbetes, que constituyen un equivalente lateral de las Formaciones Capacho y La Luna de la Depresión del Táchira. En el subsuelo de la Cuenca de Barinas, la Formación La Luna que aflora en Táchira pierde su carácter litológico distintivo, y se considera equivalente en edad a las transiciones laterales conocidas como Miembros La Morita y Quevedo de la Formación Navay. Esta última se depositó en un ambiente nerítico a costero-litoral y en ella se han encontrado (Pierce y Wells, 1956) huesos de mosasaurios —grandes reptiles carnívoros marinos del Cretácico Superior.

La interpretación paleogeográfica de esta unidad revela que se trata de una sedimentación de ambientes marinos; la Fta. del Táchira indicaría una región oceánica meso-bati-pelágica, con profundidades mayores de 300 m; la facies de sedimentos fosfáticos es probablemente el resultado de una mortalidad en masa de organismos en un ambiente tóxico debido a posibles cambios abruptos en las condiciones químicas de las aguas marinas profundas; y la facies alternante de lutitas y calizas negras indicarían un ambiente euxínico con sedimentación lenta (García *et al.*, 1980). Resulta tentador asociar estas extinciones en masa cerca del final del período Cretácico con el resto de extinciones (incluyendo los dinosaurios) que se sucedieron en el planeta hace unos 65 millones de años; entre las diferentes causas que se le atribuyen al hecho se cuenta el impacto de un gran meteorito cerca de la Península de Yucatán, en México (ver, por ejemplo, Alvarez *et al.*, 1980).

- **Miembro La Aguada:** La parte inferior de este Miembro consta de capas de caliza densa gris oscura, con algunas concreciones de caliza, que representan una facies transicional entre la Formación La Puya, de aguas someras de plataforma y la Formación La Luna, de facies pelágica. Generalmente exhibe una fauna pobre de lamelibranquios no identificados. La parte superior tiene una litología típica de La Luna, es decir, hay abundantes concreciones calizas elipsoidales y calizas laminadas; en ella se han localizado fósiles de peces y, a veces, foraminíferos pelágicos en intercalaciones de arena fina y limo. La edad fue considerada Cenomaniense por González de Juana *et al.* (1980), basado en la presencia de una fauna de *Rotalipora* y amonites citada por Renz (1959).
- **Miembro Chejendé:** La principal característica de este miembro es la preponderancia, sobre otros tipos litológicos, de lutitas y margas laminadas a foliadas con restos de peces. En su sección tipo se notan frecuentemente concreciones de caliza con amonites (Renz, 1959) en



Figura 14.- Paleogeografía del área de la Cordillera de Mérida durante el Coniaciense-Santonense (basada en González de Juana *et al.*, 1980).

una matriz de caliza negra. Otros fósiles son *Inoceramus* y foraminíferos planctónicos tales como *Globigerina* y *Guembelina* (Renz, 1959). La edad de este Miembro se ha establecido como Turoniense y parte del Coniaciense (González de Juana *et al.*, 1980).

- **Miembro Timbetes:** Está constituido por capas bien estratificadas de caliza lenticular, generalmente concrecionaria, de color gris-azuloso oscuro. Estas capas de caliza están separadas entre sí por margas calcáreas blandas, laminadas y negras. En este Miembro se han encontrado fósiles de foraminíferos planctónicos, conchas rotas de *Globigerina* y *Globotruncana* y algunos especímenes de *Guembelina*, que indican una edad Coniaciense-Santonense (González de Juana

et al., 1980). También se han señalado *Inoceramus*, *Didymotis* y *Siphogenerinoides* (Renz, 1959).

- **Miembro Ftanita del Táchira:** Unidad que está ubicada en la parte superior de la Formación La Luna. Su litología la conforman capas delgadas de ftanitas negras finamente laminadas con olor a petróleo y con lutitas silíceas y calizas negras intercaladas. La presencia de cuarzo en granos detríticos, junto con láminas de mica y minerales de arcilla, indican una sedimentación en un lugar con corrientes cercano a la costa. La presencia de microlaminación y de materia orgánica, junto con la ausencia de organismos bentónicos, indican que también hubo sedimentación en aguas tranquilas que estaban por debajo del nivel de oxigenación. Este miembro parece representar un ambiente transicional entre el euxínico de la Formación La Luna y el marino abierto de la suprayacente Formación Colón. Aún cuando es difícil explicar el origen de la ftanita en ambientes marinos, los estudios de Thunell (*vide* González de Juana *et al.*, 1980) sugieren que éste pudiera deberse a un control por temperaturas bajas más bien que por la profundidad de los sedimentos.

Las ftanitas de este miembro han sido clasificadas en tres tipos diferentes (Marcucci, 1976). Las *ftanitas puras*, que tienen un alto contenido de microcuarzo y escasos microfósiles de radiolarios y foraminíferos planctónicos y que pudieron haberse originado en un ambiente con dióxido de carbono abundante (que implicaría condiciones ácidas que favorecerían la disolución del calcio en las conchas) debido al estancamiento del agua en el fondo de una cuenca profunda. Las *ftanitas arcillosas*, que tienen una matriz de microcuarzo que presenta cantidades variables de arcilla y calcita, y fósiles de foraminíferos planctónicos y radiolarios alrededor de los cuales hay compactaciones de pirita y hematita; pudieron haberse formado cuando corrientes ocasionales oxigenaron el fondo, removiendo parcialmente el dióxido de carbono (reduciendo, por ende, el nivel de acidez) y transportaron material detrítico. Por último, las *ftanitas calcáreas*, que tienen una matriz de microcuarzo mezclado con calcita micrítica y microfósiles de foraminíferos planctónicos y bentónicos; su origen está asociado al aumento de la remoción del dióxido de carbono que disminuyó la disolución de las conchas calcáreas que terminaron acumulándose en el sedimento.

Hacia la base de esta unidad aumenta considerablemente la proporción de nódulos y concreciones calizas silíceas negras en una matriz calcítica micrítica con poco microcuarzo, que contienen fósiles



Fig. 15.- Paleogeografía del área de la Cordillera de Mérida durante el Campaniense-Maastrichtiense (basada en González de Juana *et al.*, 1980).

de foraminíferos planctónicos y bentónicos, y radiolarios reemplazados por hematita. En ella se han encontrado restos de peces y abundantes foraminíferos pelágicos de los géneros *Globigerina*, *Globotruncana* y *Guembelina*. De acuerdo con Trump y Salvador (1964, *vide* González de Juana *et al.*, 1980), los foraminíferos de este Miembro indican una edad Santiense-Maastrichtiense y la presencia de *Siphogenerinoides* sp. indicaría (González de Juana *et al.*, 1980) al menos todo el Santiense y posiblemente parte del Campaniense.

Formación Escandalosa. Consiste principalmente en areniscas glauconíticas de grano medio a fino, con bajo grado de consolidación y colores pardo amarillentos y marrones (Boesi *et al.*, 1993), con intercalaciones de lutitas negras más calcáreas (con características pelágicas, indicando un período de máxima inundación), frecuentemente

micáceas, a veces limolíticas. El tope de la Formación está definido por una arenisca cristalina grisácea amarillenta, glauconítica, fosilífera (con conchas de moluscos bivalvos y algunos gasterópodos; Boesi *et al.*, op. cit.). Representa una facies arenosa nerítica superior de la Formación Capacho y parte inferior de la Formación La Luna. El ambiente de sedimentación de esta formación es, en términos generales, marino costero con oscilaciones eustáticas del nivel del mar sobre la plataforma continental. La edad del Miembro es Albiense tardío y Turoniense (Kiser, 1989; *fide* Boesi *et al.*, 1993).

Formación Navay. Consta de dos miembros: La Morita y Quevedo, considerados como formaciones por González de Juana *et al.* (1980).

- **Miembro La Morita:** Es un intervalo lutítico entre la Formación Escandalosa y el Miembro Quevedo de la Formación Navay, ubicado a lo largo del piedemonte andino suroriental. En la sección tipo está constituido casi exclusivamente por lutitas gris oscuras y pardo claras, calcáreas a parcialmente limolíticas con intercalaciones calcáreas fosilíferas (restos de peces y amonites). El ambiente de sedimentación es marino, moderadamente profundo, tendiendo a marino más superficial hacia el flanco suroriental de la cuenca. Debido a la intensa oxigenación de las aguas no se crearon condiciones anóxicas, lo cual impidió la formación de rocas madre hidrocarburiíferas de carácter comercial (Boesi *et al.*, 1993). La edad se ha determinado como Coniaciense (González de Juana *et al.*, 1980), en base a amonites (*Barroisiceras* y *Globotruncana*).
- **Miembro Quevedo:** Intervalo que por su posición estratigráfica se interpreta como una sucesión regresiva, constituido litológicamente en la parte superior de la Formación La Luna por ftaanita negra que presenta además intercalaciones de areniscas gruesamente estratificadas, calizas fosfáticas (González de Juana *et al.*, 1980) y lutitas negras fosilíferas de ambiente costero (Sánchez y Lorente, 1977). En la parte superior de una sección en el área de La Vueltoza-Santa María de Caparo, esta unidad presenta areniscas intercaladas con lutitas blancas y algunas capas de fosfatos, asociadas probablemente con un evento transgresivo de corta duración (Kiser, 1989; *fide* Boesi *et al.*, 1993). La unidad se depositó en un ambiente de nerítico a costero-litoral (Fig. 14). Hacia el Escudo de Guayana se hace predominantemente arenoso, indicando aguas menos profundas. De este Miembro se han extraído huesos de mosasaurios, restos de peces (posiblemente Cupleidae), cangrejos playeros, ostrácodos y radiolarios. La macrofauna sugiere también un ambiente de aguas marinas superficiales, oxigenadas y cercanas a la costa (Boesi *et al.*, 1993).

CAMPANIENSE-MAESTRICHTIENSE.

Durante el Campaniense, después del período de máxima transgresión marina representado por la Formación La Luna y sus equivalentes sincrónicos, se depositaron capas glauconíticas y fosfáticas indicativas de un período de sedimentación reducida, o de probable ausencia de sedimentación que pudo coincidir con impulsos iniciales de la orogénesis a finales del Cretácico (llamada Laramidiana en los Estados Unidos de Norteamérica y que constituye el último evento tecto-termal de importancia en Venezuela). Esta Orogénesis del Cretácico Superior tuvo sus mayores efectos en la región al norte y este de la Cuenca del Lago de Maracaibo (con gran metamorfismo e intrusión de magmas graníticos en la Cordillera de La Costa), afectó las cuencas pericratónicas cretácicas de Venezuela, Colombia, Ecuador, etc., generando una serie de cuencas menores o subcuencas. Ya al comienzo del Paleoceno ocurre una elevación generalizada del borde septentrional del Cratón de Guayana que hace que los mares se retiren extensamente hacia el norte, lo que trae como consecuencia que no se depositen ni el Paleoceno ni el Eoceno inferior en grandes áreas de Venezuela como el Arco de Mérida, la subcuenca de Barinas-Apure (que emergió casi totalmente), flancos del Arco de El Baúl, etc.

Este período está representado por los Miembros Tres Esquinas y Socuy de la Formación Colón. Luego, sobre la mayor parte del occidente de Venezuela, se depositaron lutitas marinas al noroeste de la cuenca de Barinas, donde se acumularon principalmente areniscas provenientes del Cratón de Guayana. La sedimentación de la Formación Colón fue rellenando la cuenca septentrional hasta el Maestrichtiense Superior, con intervalos arenosos en algunas partes (Formación Mito Juan) y que contienen una fauna indicativa de aguas someras (Fig. 15). Con la sedimentación de Colón-Mito Juan se cierra el relleno Mesozoico de una gran cuenca donde ya había cesado la subsidencia.

Formación Colón. Esta unidad se extiende sobre todo el occidente de Venezuela y está caracterizada por la presencia de lutitas negruzcas macizas microfósilíferas, piríticas, con margas y capas de caliza subordinada. Estas lutitas son más arenosas hacia la base (donde presentan restos de peces y, ocasionalmente, plantas) y hacia la parte superior de la Formación, donde infrayacen a las lutitas negras que la caracterizan. También presenta arcillas laminadas con fósiles de foraminíferos bentónicos y moluscos. La edad de la Formación se ha establecido como Cretácico superior, cubriendo el intervalo desde el Campaniense superior (indicado por *Pullenia cretacea*) hasta el

Maestrichtiense (caracterizado por *Siphonogerinoides bramlettei*). Es probable que esta Formación se depositara sobre el Arco de Mérida en espesores reducidos, pero la intensa erosión del Arco a partir del Eoceno superior quizá no dejó evidencias (González de Juana *et al.*, 1980). Boesi *et al.* (1993) relacionan la presencia de floras de ambiente marino abierto y distal en la Formación Colón, junto con la ausencia de fauna en un afloramiento expuesto en el área de Vega de Aza (Estado Táchira), con un paleoalto de edad pre-Navay, que sugiere la posibilidad de tener una sección de poco espesor cuya extensión completa se desconoce. Su presencia podría ayudar a explicar el cambio abrupto de facies que ocurrió en el Campaniense entre las Formaciones La Luna y Navay (Boesi *et al.*, op. cit.). El contacto superior de la Formación Colón es considerado concordante con el Paleoceno de las Formaciones Valle Hondo y Humocaró, de ambientes mucho más someros. En esta Formación se han identificado los miembros Tres Esquinas y Socuy para el suroeste andino y Tres Esquinas y Cujisal para Los Andes de Trujillo-Lara. La Formación Colón es una sedimentación marina donde la facies de lutitas indicaría la región marina pelágica de salinidad normal y circulación moderada, la facies de limolitas y areniscas pudiera representar una sedimentación reducida en momentos de quietud de la transgresión durante el Santoniense y tope del Maestrichtiense, y la facies de areniscas arcósicas pudiera indicar una barra litoral relacionada posiblemente con el levantamiento en la fuente ubicada en el Cratón de Guayana (García *et al.*, 1980).

- **Miembro Tres Esquinas:** Este es un intervalo que se depositó en mares abiertos con buena circulación de masas de agua y desarrollo favorable de microfaunas bentónicas y planctónicas (González de Juana *et al.*, 1980). Su nivel de máxima inundación marina pudo haber estado comprendido entre los 76 y los 79.5 m.a. (Boesi *et al.*, 1993). Esta unidad es relativamente delgada, de areniscas glauconíticas calcáreas y fosilíferas con ocasionales pelotillas de fosfato que se extiende por casi todo el occidente de Venezuela, desde Los Andes de Trujillo y Lara hasta el noroeste de Colombia y la Sierra de Perijá, pero ausente en el subsuelo de la Cuenca de Barinas. Presenta radioactividad natural. Además de su carácter euxínico, contrasta con el ambiente de sedimentación de la Formación La Luna por la presencia considerable de lutitas, material clástico ausente antes del Campaniense superior-Maestrichtiense. Estos clásticos probablemente indican los primeros aportes provenientes de la Orogénesis del Cretácico Superior (González de Juana *et al.*, 1980). Testamarck (1992) recomienda ubicar al Miembro Tres Esquinas al tope de la Formación La Luna y no, como se ha venido haciendo, en

la base de la Formación Colón. La edad del Miembro Tres Esquinas fue restringida al Campaniense por González de Juana *et al.* (1980) en base a las determinaciones de edades para las formaciones La Luna y Colón. La presencia de *Globotruncana calcarata* indicaría una edad Campaniense superior a Maestrichtiense inferior.

- **Miembro Socuy:** Constituido por calizas margosas de colores claros, con intercalaciones escasas de lutitas. En la sección tipo del Río Socuy, Estado Zulia, hay calizas grises no laminadas con una matriz de grano fino y calcilitítica que contiene foraminíferos pelágicos y bentónicos. La edad ha sido establecida como Campaniense superior o Maestrichtiense corroboradas, la primera por la presencia de *Bolivinooides decoratus* y la última por la de *Globotruncana conica*. El ambiente de sedimentación ha sido considerado como de aguas moderadamente profundas (menos de 500m) que al sedimentarse las lutitas de la Formación Colón se hicieron relativamente más profundas.
- **Miembro Cujisal:** Este es un intervalo de areniscas arcósicas que aparece en el Estado Lara hacia el tercio central de la Formación Colón. El aumento de espesor desde 25 m hasta los 120 m en la sección tipo indica un aporte de areniscas desde el Escudo de Guayana. La edad se considera Maestrichtiense superior, indicada por la presencia de *Pachydiscus neubergicus*.

Formación Mito Juan. Esta sedimentación se caracteriza por un aumento del aporte clástico iniciado durante el Miembro Tres Esquinas de la Formación Colón, lo cual marca el comienzo de la regresión cretácica en el occidente de Venezuela, con el consiguiente relleno de la cuenca. Representa una facies de aguas marinas someras que se extiende tanto como la Formación Colón, de la cual pocas veces ha sido diferenciada. La litología comprende arcillas de grises a negras localmente arenosas, con una capa superior a veces contentiva de calizas y areniscas (González de Juana *et al.*, 1980). Las arenas en el flanco noroeste de Mérida se clasifican en los grupos de las grauvas y subgrauvas y en el de las areniscas cuarzosas (Van Andel, 1958). En el Maestrichtiense, la sedimentación clástica de la Formación Mito Juan tuvo un cambio hacia ambientes plataformales que están representados por las calizas del Miembro Río de Oro. Posteriormente, en el Paleoceno, la sedimentación cambia hacia ambientes paludales y/o de plataforma marina. La sedimentación durante Colón-Mito Juan estuvo controlada por las cordilleras de Colombia y por el margen del Cratón de Guayana, constituyéndose en el inicio del Antepaís que influenciaría la

sedimentación paleógena en todo el flanco occidental del Arco de Mérida (Audemar, 1991; *fide* Boesi *et al.*, 1993).

En Los Andes venezolanos es difícil diferenciar Mito Juan de la Formación Colón; en Trujillo y Lara se agrupan bajo el nombre de esta última. Los criterios para diferenciar esta unidad incluyen la abundancia de arenas y el cambio marcado en las faunas de foraminíferos, si los comparamos con la Formación Colón. La edad se ha calculado en Maestrichtiense superior, dada por su fauna fósil. En la parte superior de la Formación se presenta, en el suroeste andino y en el Surco de Machiques, un intervalo de calizas conocido como Miembro Río de Oro.

- **Miembro Río de Oro:** Está presente en la parte superior de la Formación Mito Juan con una litología conformada por calizas marinas delgadas, fosilíferas, usualmente glauconíticas, con interestratificación de arcillas, areniscas y limolitas. Los fósiles de esta unidad comprenden moluscos mal preservados, amonites (*Sphenodiscus* y *Coahuillites*) que indican una edad Maestrichtiense. Con esta sedimentación se inician las condiciones ambientales regresivas iniciadas a fines del Maestrichtiense en Venezuela.

Formación Burgüita. Ubicada por encima del Miembro Quevedo de la Formación Navay, esta formación muestra una sección de arenas, lutitas y arcillitas a lo largo del piedemonte suroriental de Los Andes. La litología consiste básicamente en areniscas micáceas y limolíticas, y lutitas gris claro usualmente calcáreas (Renz, 1959) parcialmente glauconíticas, con intercalaciones de lutitas gris-oscuras y arcillitas gris-claras. El contenido de arena aumenta hacia el Cratón de Guayana. El ambiente de sedimentación es epinerítico. Los fósiles de la Formación son escasos, entre ellos *Bolivina*, *Clavulina*, *Rotalia*, *Siphogenerinoides* y restos de peces (Renz, 1959). La edad es Campaniense superior-Maestrichtiense (González de Juana *et al.*, 1980).

CENOZOICO

Durante el Paleógeno (que abarca las Series Paleoceno, Eoceno y Oligoceno), la Cuenca detrás del Arco Volcánico del Pacífico evoluciona para dar origen a la Antefosa de la Cordillera Oriental de Colombia. Las deformaciones estructurales en el suroeste de Los Andes iniciadas en un ambiente de tensión durante el Cretácico, continuaron durante el Paleógeno en forma de una tectónica compresiva que predominó después en las deformaciones post-paleógenas. Esto causó corrimientos con polaridad norte y fallas de rampas laterales, poniendo igualmente de relieve a algunas de las deformaciones tectónicas más prominentes en el área, como por ejemplo el Alto de Vega de Aza y el flanco occidental del Alto de Avispa en Los Andes suroccidentales (Boesi *et al.*, 1993).

La sedimentación durante el Paleógeno comenzó en la parte occidental de la Cuenca del Lago de Maracaibo acuñándose hacia el este influenciadas por la paleogeografía del Antepaís (Boesi *et al.*, 1993), formando un gran complejo deltaico progradante hacia el noreste sobre la Plataforma del Lago, alternante con planicies costeras y episodios lacustres hasta el Mioceno Inferior (Testamarck *et al.*, 1991). Esta sedimentación tuvo su inicio a partir de una línea de costa de bajo relieve en ambientes de poca profundidad desarrollados sobre un sustrato de sedimentos maestrichtienses (González de Juana *et al.*, 1980) que originó extensas capas de carbón indicativas de ambientes parálisos de baja energía, como cabría esperar por el bajo relieve de la provincia distributiva en ese entonces. En el territorio ocupado por la Cordillera de Mérida, luego del retroceso de los mares del Cretácico, emergen nuevas tierras o una nueva plataforma continental; en ellas ocurre una sedimentación tanto en ambientes pantanosos deltaicos, representadas

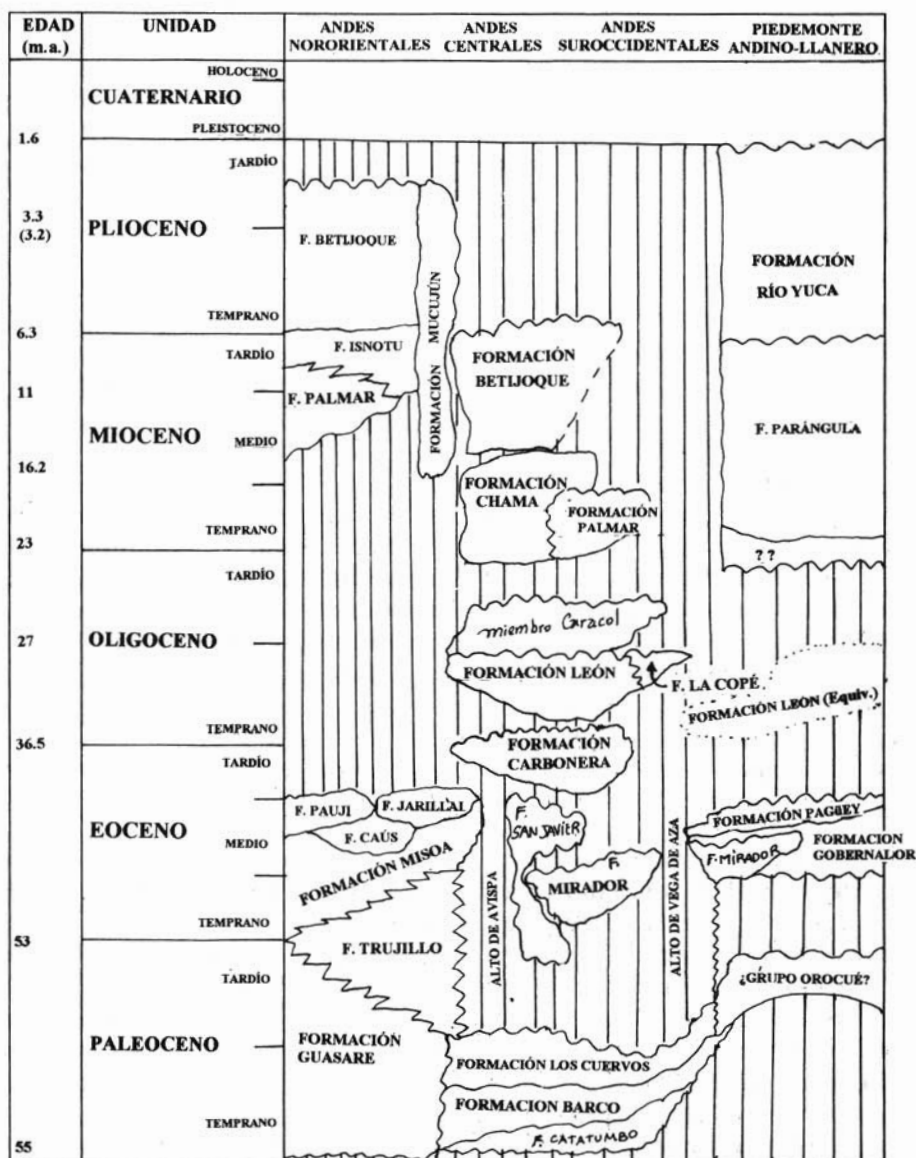


Figura 16.- Cuadro de Unidades Cenozoicas en la región de la Cordillera de Mérida, Andes de Venezuela (modificado y simplificado de: González de Juana *et al.*, 1980; Ghosh y Odreman, 1987; Boesi *et al.*, 1992).

por el Grupo Orocué, como en planicies costeras de aguas someras, tipo plataforma (Vivas, 1992). En la Fig. 16 se muestran las principales unidades Cenozoicas depositadas en Los Andes de Venezuela.

PALEOCENO

La actual cuenca del Lago de Maracaibo comienza a delimitarse durante el Paleoceno, con la sedimentación de aguas someras y ambientes deltaicos. Esta sedimentación de la cuenca estuvo controlada por el levantamiento de los Macizos de Santa Marta y Santander, en Colombia, que pasó de Noroeste (como era durante el Cretácico) a Noreste, durante el Paleoceno y Eoceno (Testamarck *et al.*, 1991). El Paleoceno en Los Andes venezolanos está representado por el Grupo Orocué. Esta unidad ha sido subdividida en tres Formaciones (Catatumbo, Barco y Los Cuervos).

Formación Catatumbo. En esta unidad, que constituye la parte inferior del Grupo Orocué, predominan las lutitas y arcillitas gris oscuro, frecuentemente carbonosas, con intercalación de areniscas arcillosas grises. El cambio de sedimentación de ambiente marino a salobre-paludal se evidencia donde la Formación Catatumbo suprayace al Miembro Río de Oro. La parte basal de la Formación se ha considerado como del Cretácico Superior (Maestrichtiense) en base a la presencia de *Ammonia marginulina colombiana*, aunque Kuyl *et al.* (1955; *fide* González de Juana *et al.*, 1980:446) indican que la Formación es de origen Paleoceno, en base a estudios palinológicos.

Formación Barco. Representa la parte media del Grupo Orocué y vale resaltar que sus areniscas forman los yacimientos principales de petróleo en el Campo de Tarra (Estado Zulia). Estas areniscas de color gris, están intercaladas con lutitas y arcillitas. En la parte superior de la unidad se presentan delgados lechos de carbón (González de Juana *et al.*, 1980). Esta Formación, de ambientes fluvio-deltaicos (Fig. 17), presenta afloramientos en el sector Río Chama-Río Escalante, donde está constituida esencialmente por capas de areniscas de grano fino, en espesores de 2 a 20 cm, intercaladas con lutitas y lutitas carbonosas (Testamarck *et al.*, 1991). En el Río Lobaterita, Estado Táchira, la Formación Barco está dominada por un complejo de areniscas que van, en orden ascendente, desde aquellas de pro-delta y de plano deltaico bajo, hasta las de plano deltaico intermedio. Las areniscas de plano deltaico bajo, por ser de relleno activo de canales distributarios, son las que tienen mejores características de reservorio de hidrocarburos (Boesi *et al.*, 1993). En esta Formación se ha hallado polen de probable edad

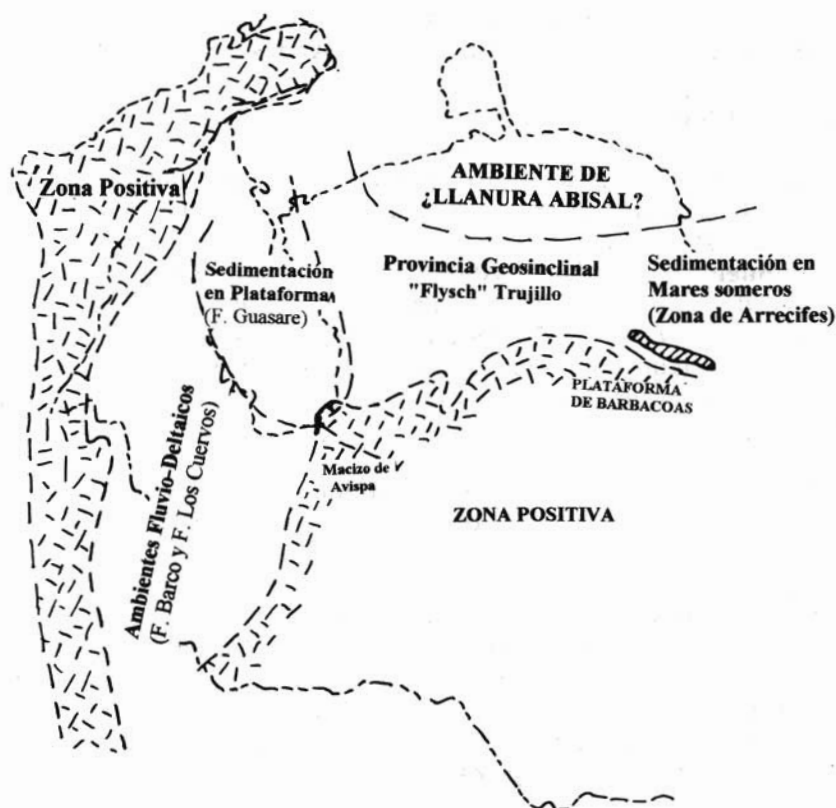


Figura 17.- Paleogeografía del área de la Cordillera de Mérida durante el Paleoceno (basada en Zambrano *et al.*, 1969 y Gonzáles de Juana *et al.*, 1980).

Paleoceno y algunos foraminíferos arenáceos no determinados (González de Juana *et al.*, 1980).

Formación Los Cuervos. Constituye la parte superior del Grupo Orocué, es predominantemente lutítica, presentando capas de carbón ligníticas a bituminosas en su parte inferior, además de arcillitas y areniscas locales; conforma una secuencia que se ha interpretado como de plano deltaico alto, con lutitas carbonosas, limolitas, capas de carbón y algunas capas de arenisca de ambiente fluvial (Márquez y Chirinos, 1987; *fide* Boesi *et al.*, 1993). González de Juana *et al.* (1980) indican que

el ambiente de sedimentación es deltaico-paludal, con oscilaciones marinas e invasiones que dejaron material clástico disperso. El polen en los niveles carbonosos es de edad Paleoceno.

EOCENO

Hacia el Eoceno Inferior y Medio, Los Andes venezolanos experimentaron un ligero levantamiento epirogénico y un probable crecimiento de las fallas del final del Cretácico. En la región del Lago de Maracaibo se formó un extenso sistema fluvio deltaico con vértice al suroeste y un extenso abanico hacia el noreste. En el Eoceno Medio siguieron desarrollándose ambientes costeros marginales con arrecifes prominentes en el borde oriental de la Plataforma de Barbacoas y se produjo la invasión de la Cuenca de Barinas por mares de poca profundidad (Fig. 18). La región del Lago de Maracaibo continuó hundiéndose, evidenciado por la presencia de espesas lutitas marinas de aguas marinas del Eoceno Medio (Stainforth *et al.*, 1970). En Los Andes nororientales ocurre una sedimentación marginal con un gran aporte continental, originando ambientes marino-deltaicos que lateralmente van a dar paso a facies marinas más profundas como la Formación Trujillo. En la parte central de Los Andes se depositó una unidad marina denominada Formación San Javier; en la región de Los Andes de Trujillo hubo una sedimentación marginal con un mayor influjo continental y aporte de sedimentos deltaico-marinos. A lo largo del Eoceno Medio Los Andes y la Sierra de Perijá comienzan a ser zonas definitivamente positivas. Luego, durante el Eoceno Superior y el Oligoceno inferior, hubo una erosión extensa y se interrumpió la sedimentación marina en la Cuenca de Barinas donde, debido al menor relieve topográfico de las tierras levantadas, hubo una menor deformación estructural. El Eoceno Superior fue un período de fallamiento importante, cuando ocurrió una pulsación orogénica (Orogénesis Caribeana o Preandina) que ocasionó extensas zonas de levantamiento, seguida en algunas regiones por una sedimentación continental y en la mayoría del país por una erosión y denudación intensa. La Cordillera de la Costa sufrió una pronunciada deformación tectónica en su fase compresiva contra el borde continental de Venezuela, lo que determinó un nuevo proceso de sedimentación sobre dicho borde. En Los Andes de Táchira y Mérida, la secuencia Mirador-Carbonera-León-Palmar presentan una litología y características ambientales que indican una sedimentación semi-continental aparentemente continua entre el Eoceno Medio y el Mioceno. En el Eoceno superior, se produjo una fuerte denudación y erosión diferencial



Figura 18.- Paleogeografía del área de la Cordillera de Mérida durante el Eoceno (basada en Zambrano *et al.*, 1969, Campos *et al.*, 1979 y González de Juana *et al.*, 1980).

en regiones elevadas de la Sierra de Perijá, sur del Lago de Maracaibo y el Macizo de Avispa. En la parte central de dichas regiones, sobre un conjunto de zonas bajas, no necesariamente subsidentes, se desarrolló al mismo tiempo, durante el Eoceno superior y el Oligoceno, un conjunto de planicies salobres, paludales y fluviales, que se extendieron hasta la región de Táchira-Tarra (González de Juana *et al.*, 1980; Testamarck *et al.*, 1991).

Formación Trujillo. Es una secuencia predominantemente turbidítica, de facies tipo "Flysch" probablemente de talud continental, compuesta por lutitas gris oscuro a negro, capas menores de areniscas cuarcíticas grises de grano fino y capas ocasionales de peñones de caliza tipo La Luna. El "flysch" es una fase en la evolución de un geosinclinal, con material de relleno en un surco sedimentario subsidente que precede el levantamiento de una cadena montañosa (Gall, 1983). El "flysch" de la Formación Trujillo infrayace a Misoa en contacto transicional y de él se han extraído foraminíferos arenáceos fósiles de los géneros *Bathysiphon*, *Cyclamina* y *Trochammina*. La edad de esta unidad estratigráfica ha sido inferida, por sus relaciones estratigráficas, como Paleoceno-Eoceno Inferior (González de Juana *et al.*, 1980). El ambiente de sedimentación parece haber sido uno de aporte de sedimentos de la Provincia de Plataforma sobre el talud continental.

Formación Mirador. Unidad caracterizada por areniscas claras y macizas que constituye la sedimentación del Eoceno Inferior y Medio de la llamada Provincia Deltaica por González de Juana *et al.* (1980:462), restringida al suroeste de la Cuenca del Lago de Maracaibo. En algunos lugares, como en el Estado Táchira, las areniscas cuarzosas friables van acompañadas de intervalos ocasionales de lutita o limolitas grises (Trump y Salvador, 1964; *fide* González de Juana *et al.*, 1980).

La Formación Mirador se desarrolló bajo un ambiente de sedimentación fluvial con gran captación de arenas en barreras de meandros y canales, cuyo registro palinológico incluye floras de sabana, de pantanos salobres y de llanura deltaica (con polen fósil de vegetación de agua dulce), ambientes que vendrían dados por las diferentes fluctuaciones del nivel del mar. En el Río Lobaterita, Estado Táchira, Boesi *et al.* (1993) indican que se distinguen tres unidades sedimentarias: una unidad basal conformada por areniscas depositadas en canales de meandros, una intermedia que consiste en lutitas gris verdosas (que representan un período de inundación de la llanura deltaica) y una unidad superior que presenta areniscas con estratificación cruzada (que corresponde a un ambiente de ríos entrelazados), en una sucesión paleoecológica que sugiere un ciclo regresivo de carácter general (González de Juana *et al.*, 1980).

La edad de la Formación fue considerada por González de Juana *et al.* (1980) como Eoceno Inferior, por sus relaciones estratigráficas de concordancia sobre el Grupo Orocué del Paleoceno y su posición infrayacente a la Formación Carbonera del Eoceno superior(?) - Oligoceno. Testamarck *et al.* (1991:45), citando a Lorente y Velásquez, indican que la edad de esta Formación está considerada como Eoceno Temprano a Eoceno Medio.

Formación Gobernador. Esta es una unidad que en la región del piedemonte andino-llanero suprayace a la Formación Colón en forma discordante. La localidad tipo está al oeste del Río Calderas (en el Cerro Gobernador, Estado Barinas) y presenta afloramientos en el área de Barinitas-Santo Domingo, Río Boconó y en la cuenca de Barinas, donde las arenas porosas constituyen horizontes petrolíferos como el del Campo Sinco. La Formación tiene su espesor máximo de 450 m en el Río Boconó, disminuyendo a 300 m en la localidad tipo y a unos 50 m en el subsuelo de la Cuenca de Barinas.

Está conformada por areniscas cuarzosas de grano medio a grueso, intercaladas con limolitas y laminaciones lutíticas carbonosas. El ambiente de sedimentación ha sido considerado como de litoral transgresivo. Los fósiles de la Formación son escasos, habiéndose encontrado ocasionalmente tubos de gusanos en las capas de areniscas y foraminíferos bentónicos como *Ammobaculites* y *Haplophragmoides*. Se considera del Eoceno Medio por estar recubierta por la Formación Pagüey, del Eoceno Medio Superior (González de Juana *et al.*, 1980).

Formación Pagüey. Esta Formación, ubicada en el piedemonte andino-barinés, representa el fin del Paleógeno en este sector. Se encuentra bien representada en la cuenca del Río Pagüey, donde consta de una sección inferior lutítica y otra superior caracterizada por una alternancia de areniscas y lutitas con estratificación cruzada y abundantes rizaduras (Vivas, 1992). El espesor máximo de esta unidad es de unos 1900 m en la sección tipo, adelgazándose hacia la Cuenca de Barinas, donde en los Campos Silvestre y Sinco alcanza unos 400 m. La edad se ha definido basándose en las especies planctónicas, específicamente la Zona de *Orbulinoides beckmanni*, como Eoceno Medio (parte superior). El intervalo inferior contiene foraminíferos planctónicos, y "lodos de globigerinas". El intervalo superior contiene microfósiles, conchas de bivalvos y restos de plantas. El ambiente de sedimentación de la Formación Pagüey es objeto de controversias. González de Juana *et al.* (1980) especulan que en este período pudo haber un "surco euxínico" en el frente sur-andino, el cual fue rellenado hasta alcanzar ambientes costeros deltaicos, o bien hubo sedimentación en dos provincias distintas, una de ambiente marino profundo (ambientes batiales de condiciones euxínicas, representados por el intervalo lutítico), y otra de ambiente costero (fluvio-deltaico, representado por el intervalo arenoso).

Formación Misoa. Esta unidad es un equivalente lateral de la Formación Mirador, ubicada hacia el suroeste de la Provincia Deltaica de la Cuenca del Lago de Maracaibo. Ambas formaciones representan

facies diferentes del ambiente fluviodeltaico. La Formación Mirador está constituida en gran proporción por areniscas de grano fino a conglomeráticas y por lutitas que presentan laminaciones areno-limosas y carbonosas, y concreciones de ferrolita arcillosa. Representa facies de ambientes fluvio-deltaicos, presentando una gran proporción de areniscas de origen fluvial hacia el Macizo de Avispa en Mérida septentrional. Las areniscas de esta Formación constituyen los yacimientos de petróleo más importantes de la Cuenca del Lago de Maracaibo (González de Juana *et al.*, 1980). En el piedemonte de Trujillo y Lara está constituida por paquetes de areniscas cuarcíticas blancas o pardo claro, en ocasiones friables, con intercalaciones de lutitas micáceas y carbonosas. El ambiente de sedimentación se ha considerado como el de un plano frontal de un complejo deltaico con llanuras deltaicas y canales distributivos (Testamarck *et al.*, 1991). Hacia el Macizo de Avispa se encuentra una mayor proporción de areniscas de influencia fluvial. En el subsuelo del Lago de Maracaibo la Formación Misoa representa una alternancia de ambientes de llanura deltaica baja y aguas marinas someras.

Las lutitas fosilíferas formadas en las condiciones de aguas marinas llanas de esta Formación contienen fósiles de *Haplophragmoides* sp., *Miliammina* cf. *fusca* y *Trochammina* sp. En las calizas de la parte inferior de la Formación se han encontrado moluscos de los géneros *Arca*, *Architectonica*, *Cardium*, *Oliva*, *Ostre*, *Turritella* y *Terebra*, entre otros. También se han encontrado macroforaminíferos del Eoceno medio inferior como *Amphistegina* aff. *cubensis*, *Helicostegina gyralis*, *Linderina floridensis*, *Operculinoides jennyi* y *Pseudophragmina* cf. *perpusilla*, entre otros (González de Juana *et al.*, 1980).

Formación Caús. Constituye la primera manifestación del frente transgresivo marino del Eoceno Medio-Superior, suprayacente a la Formación Misoa e infrayacente a la Formación Paují. Es un equivalente lateral de la Formación Mirador en su porción superior. Sus sedimentos, que incluyen intercalaciones de areniscas calcáreas, lutitas arenosas y calizas fosilíferas, representan facies marinas de mediana profundidad por debajo del nivel de base de las olas, en el área de diseminación sustancial de material clástico. Esta unidad aflora a lo largo del flanco noroccidental de Los Andes de Trujillo hasta el Macizo de Avispa en el Estado Mérida. La Formación Caús contiene fósiles de *Operculinoides cookei*, *Discocyclus* sp., gasterópodos, pelecípodos, corales, briozoarios, equinodermos, cangrejos, etc. (González de Juana *et al.*, 1980).

Formación Paují. Esta es una unidad constituida por lutitas no arenosas grises a gris oscuras que se presenta sobre la Formación Misoa. En Los Andes nororientales aflora en el flanco oeste de la Serranía de Trujillo y en el área de Humocaro Bajo. Testamarck *et al.* (1991) la señalan para el sector entre Monte Carmelo y el norte de Motatán (Estado Trujillo) como una gruesa sección de lutitas marinas de color gris oscuro, que meteorizan a rojo púrpura con un contacto inferior concordante con la Formación Caús y un contacto superior generalmente discordante con formaciones molásicas del Terciario Superior (Formaciones Isnotú, Betijoque, o Palmar). Los sedimentos inferiores en la localidad tipo en el Río Paují, Estado Zulia, indican condiciones ambientales de aguas someras de hasta 20 m o menos de profundidad. La sedimentación marina más profunda de la Formación Paují en esta sección indica condiciones de mar abierto de 200 a 1000 m de profundidad. En la parte media de la Formación Paují en la sección del Río San Pedro, Estado Zulia, se localizan conjuntos faúnicos que abarcan las zonas de *Orbulinoides beckmanni* y *Truncorotaloides rohri*, correspondientes a la parte superior del Eoceno Medio (González de Juana *et al.*, 1980).

Formación Jarillal. Unidad estratigráfica considerada como un equivalente lateral de la parte superior de la Formación Mirador, que aflora principalmente en el suroccidente de Falcón, norte de Lara y este de Zulia, con una presencia algo dudosa en el flanco occidental de la Serranía de Trujillo y una extensión hacia el suroeste hasta el Macizo de Avispa. Esta conformada por lutitas más o menos arenosas muy fosilíferas, areniscas más o menos conglomeráticas y calizas. La Formación Jarillal se ha citado de las estribaciones noroccidentales de Los Andes, con una extensión hacia el suroeste que alcanza el Macizo de Avispa; contiene abundantes macrofósiles y foraminíferos pequeños como *Truncorotaloides rohri*, del Eoceno Medio.

Formación San Javier. Representa una invasión marina eocénica depositada durante el Eoceno Medio sobre una región correspondiente al curso actual del Río Mucujún, en Los Andes Centrales del Estado Mérida. La litología está constituida por lutitas espesas y persistentes, areniscas glauconíticas, areniscas intensamente bioturbadas y capas calcáreas fosilíferas. Esta unidad estratigráfica es comparable solo con la Formación Caús en asociación marina que, de acuerdo con Ghosh y Odreman (1987), implicaría la existencia de una amplia plataforma marina en toda la región donde se encuentran. Fósiles encontrados en esta Formación incluyen gasterópodos, bivalvos e icnofósiles (e.g. *Asterosoma*, *Planolites*, *Rhizocorallium*, *Thalassinoides* y *Teichicnus*). El

ambiente de sedimentación fue de plataforma marina con una clara disminución gradual de la profundidad de las aguas, debido a condiciones regresivas totales. La única similitud correlacional de esta unidad es con la Formación Caús, la cual contiene igualmente un alto contenido de glauconita en las areniscas y bivalvos marinos en las lutitas y que sugiere la existencia de una amplia plataforma marina en el Estado Trujillo y en la región de El Valle del Estado Mérida (Ghosh y Odreman, 1987). Estos autores consideran que la Formación San Javier pueden correlacionarse parcialmente en el tiempo con las Formaciones Carbonera y Mirador (en los Estados Mérida y Táchira) y las Formaciones Pagüey y Gobernador (en el Estado Barinas).

Formación Carbonera. Aflora en casi todo el suroeste y norte de Táchira, acuñándose progresivamente en dirección NE hacia el Río Onia (Estado Mérida); contiene los depósitos de carbón más importantes de Los Andes venezolanos. Está conformada por areniscas de granos finos (ricas en huellas de oleaje), lutitas grises, lutitas carbonosas, limolitas y capas de carbón (que dan el nombre a la formación) entre 0.30 y 2 m de espesor, explotadas en las minas de Lobatera y bien expuestas en el lecho del Río Chama (González de Juana *et al.*, 1980; Boesi *et al.*, 1993). Tiene su localidad tipo en la Quebrada Carbonera, afluente del Río Zulia, en las cercanías de la frontera colombo-venezolana y se extiende al sur del Zulia, Mérida y Táchira. Entre el Río Chama y el Río Escalante la Formación Carbonera es suprayacente, con contacto discordante angular, a la Formación Mirador e infrayacente a la Formación León, con la cual tiene un contacto gradual y transicional (Testamarck *et al.*, 1991). En calizas de esta Formación se han localizado fósiles de *Hannatoma emendorferi*. A pesar que la fauna de *Hannatoma* no es una guía precisa para determinar edad geológica, sino más bien indicativa de facies salobres o semi-salobres, ha servido de base para que muchos autores le atribuyan a esta unidad una edad Eoceno Superior (González de Juana *et al.*, 1980). Los sedimentos principales, arcillitas, lutitas grisáceas y areniscas arcillosas, son indicativas de planicies paludales que abarcan desde el Eoceno superior hasta el Mioceno Inferior.

Para esta Formación se han indicado (Sutton, 1946), además de los fósiles de moluscos de aguas salobres (*Hannatoma*), fósiles de moluscos de ambientes costero-lagunares (*Macoma*, *Ostrea*, *Pitar*, *Tellina*) y foraminíferos de aguas salobres a marinas (*Ammobaculites*, *Haplophragmoides*, *Quinqueloculina*, y *Trochammina*), entre otros. El posible ambiente sedimentario de la Formación Carbonera ha sido comparado por González de Juana *et al.* (1980) con la extensa llanura baja del sur del Lago de Maracaibo, "con formación de pantanos, algunos con vegetación densa, lagunas con aguas salobres y con drenaje por ríos sinuosos que migraban por la llanura".

Formación La Copé. Unidad litológica intra-andina de origen sintectónico, suprayacente en forma pseudoconcordante a la Formación Carbonera, aunque en algunos lugares yace en discordancia angular sobre unidades cretácicas y paleógenas. La litología consiste en conglomerados, areniscas y arcilitas. Aflora en varias localidades de la Depresión del Táchira y constituye el primer levantamiento de Los Andes en dicha región. Macellari (1982) propone una edad tentativa de sedimentación del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano. Boesi *et al.* (1993) añade a ésta la posibilidad que sea un conglomerado de edad Oligoceno. Presenta un miembro inferior con clastos de composición ftanítica (provenientes de la Formación La Luna), clastos subordinados de areniscas y calizas (de la Formación Capacho), con impregnaciones asfálticas, y un miembro superior con arcilitas grises y areniscas claras con niveles ocasionales de conglomerados.

En la sección tipo de La Copé se han hallado troncos bien preservados e improntas vegetales en la Quebrada La Legía, al Este de Rubio (Estado Táchira). El ambiente de depositación es de abanicos aluviales y ambientes fluviales en clima húmedo, en una cuenca con rumbo NNW-SSE alineada con las Fallas de Bramón y Santa Marta-Bucaramanga. La fuente de sedimentos estuvo ubicada al noreste.

OLIGOCENO - MIOCENO - PLIOCENO

Es difícil discriminar entre el Oligoceno y el Mioceno Inferior debido a lo débil de las evidencias paleontológicas. Durante el Oligoceno se continuó la erosión extensa que comenzó en el Eoceno superior sobre grandes extensiones de la regiones del Lago de Maracaibo, Perijá y Táchira-Tarra. En la región del Lago de Maracaibo los ambientes sedimentarios asociados con el Oligoceno fueron continentales. Durante el Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano en la Depresión del Táchira hubo un levantamiento quizás suave (a juzgar por el carácter pelítico de los sedimentos) que impidió que se depositara la Formación León ahí y en la Cuenca de Barinas (Macellari, 1982). A partir del Mioceno ocurre un levantamiento progresivo en el centro de la cadena andina, con una fuerte subsidencia al norte y sur de los flancos debido a la acumulación de un gran espesor de sedimentos molásicos (Este tipo de sedimentos es principalmente detrítico, resultante de la erosión de masas terrestres recién emergidas; Gall, 1983). Del Mioceno Medio al Tardío hubo una intensificación del levantamiento en la Depresión del Táchira, lo cual dio origen a la Formación La Copé. Las montañas formadas se erosionaron y se cubrieron con sedimentos provenientes del noroeste; al finalizar esta sedimentación tuvo lugar una fase compresiva que produjo las

Fallas de Bramón, Capacho y San Cristóbal, y se levantaron las filas que se observan en la actualidad (Macellari, 1982). Es interesante recalcar que Higgs (1993:51) indicó que hay evidencias sedimentológicas en la Formación León y en el Miembro Caracol de la Formación Chama de un levantamiento temprano de Los Andes en el Oligoceno, que conformaría una cuenca confinada similar a la del Lago de Maracaibo moderno. Con el levantamiento de la Sierra Nevada de Mérida, la Serranía de Trujillo y la Sierra de Perijá, la cuenca del Lago de Maracaibo queda definitivamente separada de todas las áreas adyacentes (González de Juana *et al.*, 1980; Testamarck *et al.*, 1991).

En el Lago de Maracaibo, el comienzo de la sedimentación durante el Mioceno (en la base del Burdigaliense) está caracterizado por una transgresión marina extensa y de corta duración, la última sobre esta zona, probablemente proveniente de Falcón en sentido NNE-SSW. Las Formaciones León y Palmar de la zona de Táchira-Tarra (en el piedemonte andino del noroeste entre Táchira y el Macizo de Avispa) y parte de la Formación Palmar del piedemonte de Trujillo, están constituidas por una sedimentación más continental, comparada con la Formación La Rosa, de la región del Lago de Maracaibo, de ambiente marino oscilante y de poca profundidad. Es conveniente señalar que la transgresión marina ocurrió hacia la base de la Formación La Rosa, que no cubrió la totalidad de la superficie peniplanada (ya que existían zonas levantadas, como el anticlinal de Pueblo Viejo) y que luego de este período transgresivo tuvo regresiones oscilantes. En el área de Táchira-Tarra, superpuesta a la Formación León se encuentra una sedimentación de carácter continental (conocida como Grupo Guayabo) marginal a las cordilleras que recién se levantaban, con una naturaleza sedimentacional variable que ha hecho difícil la separación de unidades individuales. En esta región, luego de la sedimentación marina representada por la transición de las Formaciones León y Palmar, siguieron unas facies regresivas representadas por parte del Grupo Guayabo, finalizando al término del Mioceno con facies continentales depositadas sobre las unidades regresivas. En la región de La Grita-San Cristóbal, Ramírez y Campo (1972) reconocieron la división de esta sedimentación en las Formaciones Palmar, Isnotú y Betijoque por un espacio de 40 km al noreste de La Fría. En el Flanco Norandino de Trujillo se encuentran también estas tres unidades, al parecer concordantes entre sí (González de Juana *et al.*, 1980).

El levantamiento de la cadena andina produjo antefosas en la Cuenca del Lago de Maracaibo y la Cuenca de Barinas (Fig. 19). El desmantelamiento de la parte central de esta cadena aportó sedimentos

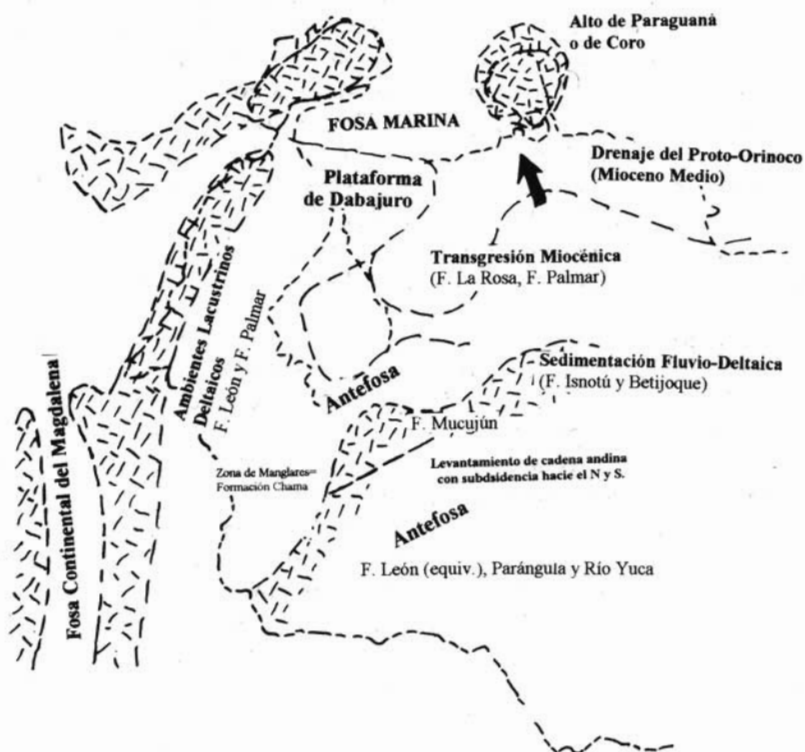


Figura 19.- Paleogeografía del área de la Cordillera de Mérida durante el Oligoceno-Mioceno-Plioceno (modificado de Zambrano *et al.*, 1969 y González de Juana *et al.*, 1980).

a la antefosa de Barinas, la cual se rellenó con clásticos finos, gruesos y muy gruesos. Estos sedimentos, que dieron lugar a las Formaciones Parángula y Río Yuca en el piedemonte andino-llanero de Barinas y Portuguesa, también originaron las depositaciones de las Formaciones Isnotú y Betijoque en el Flanco Norandino, el Grupo Guayabo en la Cuenca del Lago de Maracaibo (González de Juana *et al.*, 1980) y la Formación La Copé en la Cuenca del Táchira (Macellari, 1982). Un mamífero edentado fósil, la pereza gigante *Prepothierium venezuelanum* indica una edad Mioceno Superior-Plioceno para los sedimentos originalmente considerados como de la Formación La Yuca, pero posteriormente señalados (Stephan, 1977) como de la porción basal de la Formación Parángula. Se ha especulado que, al final del Mioceno Medio, el levantamiento de la porción norte de Los Andes y el borde

occidental de las montañas caribeñas, conduciría a la desviación Oeste-Este en el curso del proto-Orinoco, que durante el Eoceno Medio construiría el Delta Misoa del Lago de Maracaibo (época en la cual drenaría la Cordillera Central de Colombia y las tierras altas de Guayana en dirección Sur-Norte), hasta hacer que desembocara en la Cuenca de Maturín hacia el final del Mioceno (Díaz de Gamero, 1993:43). La división fina entre el Mioceno Superior y el Plioceno es difícil de establecer, debido a las características litológicas cambiantes de ambientes que pasan de extensiones marinas a sedimentaciones continentales en planicies continentales y costeras, sistemas fluviales y deltaicos, lagunas litorales, etc.

Mann *et al.* (1990) consideran que el Mioceno fue el período en el cual se estableció la configuración actual de límites de placas tectónicas en la Región del Caribe. Según estos autores, la tectónica de finales del Neógeno en la zona parece haber estado dominada por el movimiento hacia el norte del bloque triangular de Maracaibo (Fig. 1). Finalmente, en el Plioceno se inicia quizá el fallamiento mayor de la Cordillera de Mérida. La zona de la Falla de Boconó tiene una edad máxima probablemente asignable a éste período (Schubert, 1993).

Formación León. Esta es una unidad de carácter parcialmente marino, caracterizada por un intervalo de lutitas grises con algunos horizontes fosilíferos no indicativos de edad y escasas capas delgadas de areniscas grises y crema con material carbonoso regional, que constituye un cambio litológico contrastante entre las facies más arenosas de las Formaciones Carbonera y Palmar. Su parte inferior es básicamente lutítica, con algunas areniscas contentivas de vegetales fósiles y marcas de oleaje en los planos de estratificación que se interpretan como de ambiente lacustrino (Higgs y Mederos, 1992; *fide* Boesi *et al.*, 1993), conformando un gran lago aislado de larga duración, que sugieren que Los Andes ya estaban elevados durante el Oligoceno (Higgs, 1993). La parte superior ha sido denominada informalmente Miembro Caracol (Arminio y Allen, 1990), compuesta por areniscas que contienen huellas de oleaje y restos de plantas que reflejan una sedimentación de plano deltáico en ambiente lacustrino, influenciado por incursiones marinas (Higgs y Mederos, 1992, *fide* Boesi *et al.*, 1993). Esta facies del Miembro Caracol en la sección del Río Chama se ha determinado como de edad Oligoceno (Velásquez, 1991; Rull, 1992, *fide* Boesi *et al.*, op. cit.).

La Formación tiene su localidad tipo en la Quebrada León, afluente del Río Zulía, cerca de la frontera entre Colombia y Venezuela; se extiende hacia el suroccidente de la Cuenca del Lago de Maracaibo

desde los Campos de Tarra hasta el flanco oeste de Los Andes de Mérida y Táchira. González de Juana *et al.* (1980) consideraron que esta Formación pertenece al mismo grupo de unidades litológicas que marca la transgresión marina de la Formación La Rosa en el Lago de Maracaibo, es decir, Mioceno Inferior a Medio. En el área entre el Río Chama y el Río Escalante está constituida por una secuencia profunda de lutitas no fosilíferas grises que meteorizan a púrpura, con algunas capas de limolitas arenosas grises hacia el tope (Testamarck *et al.*, 1991).

Kehrer (1938) señaló foraminíferos fósiles arenáceos con *Ammobaculites* en la sección inferior de la unidad y horizontes con gasterópodos y lamelibranquios marinos hacia la sección superior. El ambiente de sedimentación indica aguas marinas someras con moluscos (González de Juana *et al.*, 1980). Sin embargo, Trump y Salvador (1964; *vide* Testamarck *et al.*, 1991) sostienen que las lutitas de esta unidad son de ambiente lacustre. Se ha sugerido que esta Formación se corresponde con la transgresión marina de la Formación La Rosa en la región del Lago de Maracaibo, lo cual aún no está bien definido, e incluso se ha postulado (e.g. Trump y Salvador, 1964; *vide* González de Juana *et al.*, 1980) que represente una acumulación en un gran lago de agua dulce. Pitelli y Rull (1993) señalan que esta Formación representa depósitos de llanura costera y pantanos, con algunas fluctuaciones menores en el nivel del mar.

Formación Chama. Este nombre fue introducido informalmente por Arminio y Allen (1990) y usado por Boesi *et al.* (1993) para una espesa secuencia en el Río Chama, que tiene en su base una corta secuencia oligocénica de areniscas con características fluviodeltáicas igual que el Miembro Caracol de la Formación León, y continúa con una serie de conglomerados arenosos de grano medio con granos de ftanita, cuarzos y esquistos, que reflejan un origen sintectónico (Higgs y Mederos, 1992; *vide* Boesi *et al.*, 1993). La sección continúa transicionalmente hacia el Mioceno con abundantes capas de arenisca conglomerática de ambiente fluvial, intercaladas con arcillas y lutitas moteadas. Esta formación es (Arminio y Allen, 1990) parcialmente equivalente a la Formación Isnotú, cuyos afloramientos son abundantes en el sector sur del flanco andino, pero escasos en el sector norte; y el final de la sección en el Río Chama está representado por la parte inferior de la Formación Betijoque, que ha sido considerada como el sedimento molásico andino por excelencia (Boesi *et al.*, 1993), aunque Higgs (1993:51) considera que éste último es el miembro Caracol de la Formación León. Esta unidad fue depositada en un ambiente transicional con fluctuaciones menores en el nivel del mar, bajo un clima húmedo tropical (con precipitaciones estacionales,

excepto durante las fases árida y semiárida) con dominancia de manglares y selva lluviosa durante el Mioceno Inferior y Medio (Pitelli y Rull, 1993).

Formación Palmar. Este es un intervalo que abarca desde el Estado Trujillo hasta la frontera de Táchira con Colombia, conformado por areniscas de grano fino con intercalaciones de arcillas y limolitas gris verdosas (González de Juana *et al.*, 1980). Donde no se distingue de la Formación Isnotú suprayacente, se prefiere utilizar el término Grupo Guayabo. En Táchira y Mérida las areniscas son de grano fino, friables, blancuzcas a pardo claro, que meteorizan a rosado-anaranjado, con impresiones de hojas y pequeños tallos carbonosos (Testamarck *et al.*, 1991). En la región de Táchira-Tarra aflora desde el noreste de San Antonio hasta el Macizo de Avispa, con una sedimentación indicativa de ambiente continental a lagunar-salobre. En el Flanco Norandino de Trujillo fue encontrada en la perforación del pozo Pocó-2X, con facies marina costera (González de Juana *et al.*, 1980). Su edad se ha estimado como Mioceno Medio y parte basal del Mioceno Superior. El ambiente de sedimentación en la localidad tipo del Río Buena Vista, cerca de la aldea de Mesa Palmar (Edo. Trujillo), fue inferido (González de Juana *et al.*, 1980) como "variable entre lagunar, salobre y marino somero, parcialmente coeval con el episodio marino transgresivo de la Formación La Rosa". De la Formación Palmar se han indicado fósiles de moluscos marinos contenidos en un intervalo de lutitas y limolitas en la localidad tipo. Durante la depositación de la parte superior de esta Formación sobreviene un levantamiento brusco de Los Andes Centrales de Venezuela (Testamarck *et al.*, 1991).

Formación Isnotú. Unidad intermedia del Grupo Guayabo, esencialmente arcillosa, con limolitas y areniscas, cuya localidad tipo está cerca de Isnotú, Estado Trujillo. La edad, por correlaciones laterales, se ha determinado como Mioceno-Plioceno. Al igual que la Formación Betijoque, representa una sedimentación continental, en gran parte fluvial, característica de la sedimentación marginal en la antefosa andina durante la orogénesis de la Cordillera de Mérida en el Mioceno Superior. La Formación representa principalmente planicies fluviales bajas con lutitas que presentan colores abigarrados y brillantes. En esta unidad se han encontrado restos de plantas en arcillas laminares y capas delgadas dispersas de lignito. Carece de fósiles marinos. González de Juana *et al.* (1980:535) cita la opinión de Fiorillo (1976) que esta Formación "es el resultado de la sedimentación de abanicos aluviales y ríos trenzados, controlada por variaciones climáticas y por movimientos tectónicos del levantamiento andino".

Formación Mucujún. Unidad descrita por Ghosh y Odreman (1987), correlacionable con la Formación Palmar y parte de la Formación Isnotú, suprayacente a la Formación San Javier, que consiste en una secuencia alternante y cíclica de areniscas, limolitas y lutitas. La edad de la Formación es Mio-Pliocénica, determinada por estudios paleopalinológicos. La sección tipo es una secuencia muy arcillosa con frecuentes restos vegetales y carbonosos dispersos que indican un origen no-marino. Los paleoambientes para las diferentes facies de la Formación son de depositación fluvial e incluyen llanura de inundación, canales meandriformes, dique natural y parte distal, lóbulo y canal de abanico de rotura.

Formación Betijoque. Representa el Plioceno en Los Andes de Venezuela. Está caracterizada por arcillas macizas grises a negras, areniscas, limolitas y lutitas de colores grises. Es la última Formación del Neógeno aflorante en el Flanco Norandino desde Trujillo hasta Táchira, con los mejores afloramientos entre Caja Seca y Agua Viva (González de Juana *et al.*, 1980; Testamarck *et al.*, 1991). Se encuentra en fuerte discordancia angular con el Cuaternario aluvional en casi todo el Flanco Norandino desde Betijoque (Estado Trujillo) hasta Táchira (Testamarck *et al.*, 1991). Esta Formación representa una sedimentación continental, en gran parte fluvial, con coalescencia de conos de torres. Se diferencia litológicamente de la Formación Isnotú por el tamaño del grano en los clásticos gruesos provenientes de avalanchas incorporadas al drenaje fluvial de la época y a los conos aluviales originados en la Cordillera en plena elevación, y por la gran cantidad de conglomerados. Las avalanchas ocasionaron una interdigitación lateral violenta entre conglomerados, arenas, arcillas y limolitas. De esta unidad se han rescatado plantas y madera fósil. El ambiente de sedimentación sugerido por los sedimentos es el de abanicos fluviales coalescentes y llanuras de inundación, durante períodos de erosión acelerada en la cordillera andina (González de Juana *et al.*, 1980). Los sedimentos de la Formación Betijoque, al igual que los de la Formación Isnotú, fueron construidos por los ríos andinos que descendían a la depresión de Maracaibo, conformando potentes conos de deyección coalescentes (Vivas, 1992).

CUATERNARIO

El Cuaternario se divide en dos series, el Pleistoceno y el Holoceno. El límite inferior del Pleistoceno está indicado, más que por cambios litológicos, por las primeras evidencias de una fase fría después del Plioceno. En la bioestratigrafía marina, éste límite lo conforma la zona de *Globorotalia truncatulinoides*. El Holoceno es una época de más corta duración a la que generalmente se le indica una fecha inicial de 10.000 años antes del presente, correspondiente al penúltimo episodio de estabilización en el ascenso eustático del nivel del mar producto del deshielo (González de Juana *et al.*, 1980).

Para el Cuaternario, Los Andes de Venezuela habían alcanzado ya sus máximas alturas, aunque experimentaron fuertes cambios producidos por la alternancia de períodos glaciales e interglaciales que afectaron la mayor parte de este territorio.

Durante el Cuaternario ocurrió una considerable actividad tectónica, cuya más dramática evidencia es la amplitud del relieve actual de Los Andes Centrales de Venezuela. La Cordillera de Mérida ha sido lo suficientemente alta para haber soportado glaciaciones de por lo menos uno, y posiblemente tres, ciclos glaciales (Giegengack, 1984). Los ciclos glaciales e interglaciales condicionaron cambios en la vegetación y en los patrones de distribución de las especies de animales y plantas; un ejemplo notorio de estos cambios lo constituye el patrón de distribuciones alopátricas del grupo de ranas al cual pertenece *Manophryne collaris* (La Marca, 1992). Para un análisis más detallado de los cambios físico-geográficos durante el Cuaternario en Los Andes de Venezuela, véase Schubert y Vivas (1993).



Fig. 20.- Paleogeografía del área de la Cordillera de Mérida durante el Pleistoceno (modificado de González de Juana *et al.*, 1980).

PLEISTOCENO

Ya al comienzo del Pleistoceno y desde finales del Plioceno, se produce un nuevo aceleramiento elevacional en el centro de la cadena andina venezolana, lo cual provocó el desplazamiento hacia el NW de grandes bloques de basamento y cobertura sedimentaria (Testamarck *et*

al., 1991). Para esta época se han identificado cuatro grandes glaciaciones. En Venezuela se ha documentado solamente la última glaciación, designada como Glaciación Mérida por Schubert (1974) y que representa el final del Pleistoceno Superior y el comienzo del Holoceno. Durante este máximo de glaciación la temperatura descendió hasta unos 7 °C y las condiciones climáticas se tornaron áridas y sub-áridas. El sistema de lluvias fue modificado, ocurriendo la incursión de huracanes del Caribe (González de Juana *et al.*, 1980:678).

La sedimentación continental durante el Pleistoceno estuvo influenciada por las condiciones climáticas imperantes durante las glaciaciones. La aridez condicionó una alta denudación de los suelos y procesos de ladera en las montañas, mientras que la precipitación, aunque menor, se concentró en lluvias torrenciales que contribuyeron con el arrastre de grandes cantidades de material erosionado. Producto de esta erosión y acarreo se produjo un relleno sedimentario fluvio-glacial y aluvial en los valles intramontanos y en los piedemontes septentrionales y meridionales, formando así las terrazas andinas y los abanicos aluviales del piedemonte andino-llanero. La aridez climática reinante durante la última glaciación propició la formación de los campos de dunas fósiles del Estado Apure (Fig. 20). Durante períodos áridos similares, los ríos erosionaron profundamente sus cauces, mientras que en los interglaciales aumentaron las temperaturas y se restablecieron condiciones tropicales similares a las del Holoceno, condicionando la existencia de una vegetación densa que favoreció la preservación de los suelos.

Las mejores evidencias de glaciación en la Cordillera de Mérida están dadas por rasgos geomorfológicos y sedimentarios producidos por el último avance glacial en la región central de Los Andes venezolanos, la Glaciación Mérida: los niveles de morrenas se encuentran tan bajos como 2600 m y tan altos como 3500 m, mientras que por encima de los 3000 m ocurren valles glaciales en "U".

En Los Andes se depositaron grandes espesores de aluviones, producto de abanicos aluviales y sedimentos de llanuras de inundación, en diferentes lugares. En la zona de Valera-Betijoque estos sedimentos conforman las Terrazas de Carvajal que, de acuerdo con González de Juana *et al.* (1980), quienes las denominan Formación Carvajal, corresponde a los sedimentos de terraza T-IV de Tricart y Millies-Lacroix (1962). En el piedemonte andino-llanero (entre los ríos Socopó y Santo Domingo) conforman la Formación Guanapa, que se correspondería con las terrazas T-III y T-II, mientras que en la zona de Mérida-Estanques están representados por grandes espesores a los lados del Río Chama.

Las investigaciones sobre el Pleistoceno en Los Andes venezolanos todavía se encuentran en una fase exploratoria. Buena parte de lo conocido se reseña en Schubert y Vivas (1993). Hacen falta más estudios para llegar a comprender mejor los eventos físicos que se sucedieron allí, así como los cambios en vegetación asociados con los eventos glaciales e interglaciales tan característicos de este período.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- Ager, D.V. 1963. Paleoeecology. An introduction to the study of how and where animals and plants lived in the past. McGraw-Hill Book Co., 371 p.
- Alvarez, L.W. , W. Alvarez, F. Asaro y H.V. Michel. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. Science 208(4448):1095-1108.
- Arminio, J.F., y G. Allen. 1990. Estratigrafía litológica y secuencial de la sección terciaria del Rio Chama en el Flanco Norandino de los Andes centrales. Mem. V Congr. Venez. Geofísica, Caracas, p. 224-251.
- Arnold, H.C. 1966. Upper Paleozoic Sabaneta-Palmarito sequence of Mérida Andes, Venezuela. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 50(11):2366-2387.
- Bass, M. y R. Shagam. 1960. Edades Rb-Sr de las rocas cristalinas de Los Andes merideños, Venezuela. Memoria Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp., 3(1):377-381.
- Bautista Rangel, J. 1985. (Editorial). Mukum-barí. La Página del Andinismo Venezolano. Diario Frontera, lunes 29 de julio de 1985, pág. 14.
- Bellizia, A., M.I. Muñoz y N. Pimentel de B. 1990. Un orógeno herciniano alóctono en la Cordillera de Los Andes de Venezuela. Reunión Regional, Proyecto 279- PIGG/Unesco; San Juan, Argentina.
- Benedetto, G. 1979. La fauna de la Formación Caño del Oeste (Devónico) en el área del Caño Colorado, Sierra de Perijá, Venezuela. Bol. Geol. Min. Energía y Minas, Caracas, 13(25):81-112.
- . 1980. Bioestratigrafía del neopaleozoico de Los Andes de Venezuela: una síntesis actualizada. An. Acad. Brasil. Cienc., 52(4):841-850.

- Benedetto, G. y O. Odreman. 1977a. Nuevas evidencias paleontológicas en la Formación La Quinta, su edad y correlación con las unidades aflorantes en la Sierra de Perijá y Cordillera Oriental de Colombia. V Congr. Geol. Venez. Caracas, nov. 1977. Memoria Min. Energía y Minas-Soc. Venez. Geol., 1:87-106.
- . 1977b. Bioestratigrafía y paleoecología de las unidades Permo-Carboníferas aflorantes en el área de Carache-Agua de Obispo, Estado Trujillo, Venezuela. V Congr. Geol. Venez. Caracas, nov. 1977. Memoria Min. Energía y Minas-Soc. Venez. Geol., 1:253-288.
- Bock, W. 1953. American Triassic Estherids. J. Paleont., 27(1):62-76.
- Boesi, T., J.S. Testamarck y O. Odreman. 1993. Sedimentación Cretácica y Paleógena en el suroeste de Los Andes venezolanos. Excursión No. 4. Informe EPC-13.046, Maraven, Caracas. 72 pp, Figs. 1-23, Fotos 1-12, Anexos 1 y 2.
- Boesi, T., R. Higgs, M.A. Lorente, L. Mompart, B. Murat, Testamarck, y R. Falcon. 1993. [Resumen] Facies and sedimentary environments of the Cretaceous La Luna Formation in San Pedro Del Rio Section, Venezuelan Andes: a multidisciplinary study. P. 39. Libro de resúmenes del AAPG/SVG International Congress and Exhibition. Caracas, 14 al 17 de marzo de 1993.
- Boucot, A. J., J.G. Johnson y R. Shagam. 1972. Braquiópodos Silúricos de Los Andes Merideños. VI Congr. Geol. Venezolano, Caracas, 2:585-727.
- Burkley, L.A. 1976. Geochronology of the Central Venezuelan Andes. Ph. D. Thesis. Dept. Geol., Case Western Reserve Univ., 150 pp.
- Bushman, J.R. 1965. Geología del área de Barquisimeto, Venezuela. Bol. Geol., Caracas, 6(11):3-111.
- Caminos, R. 1988. Precámbrico. Pp. 108-147 en J.F. Bonaparte, A.J. Toselli y F.G. Aceñolaza (eds.), Geología de América del Sur. Vol. 1. Univ. Nac Tucumán, Argentina.
- Campos, V., V. Guedez y S. Osuna. 1979. Geología de la Serranía de Portuguesa, Estados Portuguesa y Lara. Bol. Geol., Min. Energía y Minas, Caracas, 13(25):3-47.
- Canelón, G. 1976. Geology of the area of Mesa Bolívar-La Grita, States of Mérida and Táchira, Venezuelan Andes. Tesis M. Sc., Inédita. Michigan Technological University. 84 pp.
- Canelón, G y C. Ramírez. 1979. Geología de la región del Río Michay. Estados Barinas y Mérida. Bol. Geol., Min. Energía y Minas, Caracas, 13(25):49-75.
- Case, J.E., R. Shagam, R.F. Giegengack. 1990. Geology of the northern Andes; an overview. Pp. 177-200 en G. Dengo y J.E. Case (eds.), The Caribbean region, vol. H. The Geology of North America, Geological Soc. America, Boulder, Colorado.

- Cordani, U., R. García Jarpa, N. Pimentel de Bellitzzia y H. Etchart. 1986. Comentarios sobre dataciones geocronológicas en la región de Los Andes Centrales. Memoria VI Congr. Geol. Venez., 3:1577-1585.
- Cuerda, A.J. y G. Furque. 1988. Cámbrico. Pp. 159 *et seq.*, en J.F. Bonaparte, A.J. Toselli y F.G. Aceñolaza (eds.), Geología de América del Sur. Vol. 1. Univ. Nac. Tucumán, Argentina.
- Díaz de Gamero, M.L. 1993. [Resumen] The changing course of the Orinoco River during the Neogene. p. 43. Libro de resúmenes del AAPG/SVG International Congress and Exhibition. Caracas, 14 al 17 de marzo de 1993.
- Fiorillo, G. 1976. Costa Bolívar, Campo Mene Grande. Revisión Geológica del post-Eoceno. Informe Privado Maraven, S.A. 26 pp.
- Ford, A. y J.J.H.C. Houbolt. 1966. (Resumen) Las microfacies del Cretáceo de Venezuela Occidental. Assoc. Venez. geol., Min. y Petr., Bol. Inform., 6(5):151.
- Frakes, L.A. 1979. Climates throughout geologic time. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 310 p.
- Gall, J.-C. 1983. Ancient sedimentary environments and the habitats of living organisms. Introduction to paleoecology. Springer-Verlag. 219 P.
- García J., R., S. Ghosh, F. Rondón, I. Fierro, M.S. Sampol, G.A. Benedetto, C.J. Medina, O. Odreman, T. Sánchez, y A. Useche. 1980. Correlación estratigráfica y síntesis paleoambiental del Cretáceo de Los Andes venezolanos. Boletín de Geología, Min. Energía y Minas, 14(26):3-88.
- Ghosh, S.K. 1979. Estructuras, secuencias y ambientes sedimentarios. Análisis e interpretación. Informe inédito. Min Energía y Minas, Mérida. 89 p.
- Ghosh, S.K. y O. Odreman R. 1987. Estudio sedimentológico-paleoambiental del Terciario en la Zona del Valle de San Javier, Estado Mérida. Bol. Soc. Venez. Geol., 31:36-46.
- Giegengack, R. 1984. Late Cenozoic tectonic environments of the Central Venezuelan Andes. Geol. Soc. America, Memoir 162:343-364.
- González de Juana, C., J.M. Ituralde de Arozena y X. Picard Cadillat. 1980. Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Edic. FONINVES, Caracas. Vols. 1-2. 1031 p. Grauch, R.I. 1975. Geología de la Sierra Nevada al sur de Mucuchíes, Andes Venezolanos: una región metamórfica de aluminosilicatos. Bol. Geol., Caracas, 12(23):339-441.
- Haq, B.U., J. Hardenbol, y P.R. Vail. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science (5) 235:1.156-1.167.
- Higgs, R. 1993. [Resumen] Sedimentological evidence for early uplift (Oligocene) of the Venezuelan Andes. p. 51. Libro de resúmenes

- del AAPG/SVG International Congress and Exhibition. Caracas, 14 al 17 de marzo de 1993.
- Higgs, R. y S. Mederos. 1992. Estudio sedimentológico del levantamiento andino y sus implicaciones en la exploración del Flanco Norandino. Informe interno de Maraven, S.A., inédito.
- Hoover, P.R. 1976. The paleontology, taphonomy and paleogeology of the Palmarito Formation (Permian) of the Mérida Andes, Venezuela. Tesis Ph. D. Dept., Earth Sciences, Case Western University, 632 pp.
- Irigoyen, M. y C.M. Urien. 1988. Cuadro geoestructural de la América del Sur. Pp. 17-106 en J.F. Bonaparte, A.J. Toselli y F.G. Aceñolaza (eds.), Geología de América del Sur. Vol. 1. Univ. Nac. Tucumán, Argentina.
- I.U.G.S. 1989. Global Stratigraphic Chart, with geochronometric and magnetostratigraphic calibration. International Union of Geological Sciences (I.U.G.S.). J.W. Cowie y M.G. Bassett (compiladores), Bureau of International Commission on Stratigraphy.
- Kehrer, L. 1938. Algunas observaciones sobre la estratigrafía en el estado Táchira, Venezuela. Bol. Geol. y Minas, Caracas, 2 (2-4):44-56.
- Kiser, G.D. 1989. Relaciones estratigráficas de la cuenca Apure-Llanos con áreas adyacentes, Venezuela Suroeste y Colombia Oriental. Monografía S.V.G., No. 1.
- Kovisars, L. 1972. Geología de la parte norte-central de Los Andes venezolanos. Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5 (1):817-860.
- Kündig, E. 1938. Las rocas pre-Cretácicas de Los Andes centrales de Venezuela, con algunas observaciones sobre su tectónica. Bol. Geol. y Minas. Caracas, 2 (2-4):21-43.
- Kuyl, O.P., J. Muller y H.T. Waterbolk. 1955. The application of palinology to oil geology with reference to western Venezuela. Geol. en Mijnb., Nieuw. Ser., 17(3):49-76.
- La Marca, E. 1992. Geografía de las ranas andinas de Venezuela. Geographica de Mérida (Revista del Capítulo de Mérida, Colegio de Geógrafos de Venezuela) 1(1):25-30.
- Laubscher, H.P. 1987. The kinematic puzzle of Neogene Northern Andes. En: J.P. Shaer y J. Rodgers (eds.) The Anatomy of Mountain Ranges. Princeton Univ. Press.
- Leith, E. 1938. A middle Ordovician fauna from the Venezuelan Andes. Amer. J. Sci., 36:337-344.
- Lillegraven, J.A., M.J. Kraus y T.M. Brown. 1979. Paleogeography of the world of the Mesozoic. Pp. 277-308 en J.A. Lillegraven, Z. Kielan-Jaworowska y W.A. Clemens (eds.), Mesozoic mammals. The first

- two thirds of mammalian history. Univ. California Press. Berkeley. 311 p.
- Macellari, C.E. 1982. El Mio-Plioceno de la depresión del Táchira (Andes venezolanos): distribución paleogeográfica e implicaciones tectónicas. Geos (Esc. Ing. y Minas, UCV), 27:3-14.
- Mann, P., C. Shubert y K. Burke. 1990. Review of Caribbean Tectonics. Pp. 307-338 en G. Dengo y J.E. Case (eds.), The Caribbean region, vol. H de The Geology of North America, Geological Soc. America, Boulder, Colorado.
- Marcucci, E. 1976. Las fñanitas del Cretáceo Superior de Venezuela Occidental y Oriental: tipo, origen, ambiente de formación y cambios diagenéticos. Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp., 7(2):1277-1307.
- Marechal, P. 1983. Les témoins de chaîne Hercynienne dans le noyau ancien des Andes de Merida (Vénézuéla). (Structure et évolution tectonométamorphique). Tesis doctoral de 3er Ciclo, Universidad de Bretaña Occidental, Francia. 176 pp.
- Márquez, X. y A. Chirinos. 1987. Estudio sedimentológico de la sección del Grupo Orocúe en el río Lobaterita, Estado Táchira. Informe interno de Maraven, S.A., inédito.
- M.M.H. 1976. Tabla de Correlación I. República de Venezuela, Ministerio de Minas e Hidrocarburos (M.M.H), Mapa NA-18-II, edición 1-DG 1976.
- Odreman, O. y G. Benedetto. 1977. Paleontología y edad de la Formación Tinacoa, Sierra de Perijá, Edo. Zulia, Venezuela. V Congr. Geol. Venez., Caracas nov. 1977. Memoria Min. Energía y Minas, Soc. Venez. Geol., 1: 15-32.
- Odreman, O. y Ghosh, S. 1980. Estudio paleoambiental-paleontológico de facies de la Formación La Quinta, cerca de Mérida. Boletín de Geología, Min. Energía y Minas, 14(26):89-
- Odreman, O. y R. Wagner. 1979. Precisiones sobre algunas faunas carboníferas y pérmicas de Los Andes venezolanos. Bol. Geol., Caracas, 13(25):77-79.
- Odreman, O., J.S. Testamarck y A. Franco. 1990. Estudio geoeconómico de las rocas fosfáticas de la región de San Pedro del Río-Ureña, Estado Táchira. I Jornadas venezolanas del fosfato, Mem. San Cristóbal.
- Pérez Preciado, A. 1988. Evolución paleogeográfica y dinámica actual de los medios naturales de la Península de la Guajira (Col.). Colombia Geográfica 14(1):7-43.
- Pérez, S., J.L. 1977. Geología y Geoquímica de la región de Pregonero, Estado Táchira. Trabajo Esp. de Grado, Esc. Geol. y Minas, Univ. Central de Venezuela, Caracas, 184 pp.
- Pfefferkorn, H. 1977. Plant megafossils in Venezuela and their use in Geology. Mem. Congr. Geol. Venez., 1:407-414.

- Pierce, G.R. 1960. Geología de la Cuenca de Barinas. Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 3, 1:214-276.
- Pierce, G.R. y S.P. Wells. 1956. Primer hallazgo de restos de Mosasaurio en el Cretáceo de Santa Bárbara de Barinas, Venezuela. Bol. Soc. Venez. Cienc. Nat., 17(85):21-24.
- Pimentel de Bellizia, N. 1992. Paleozoico inferior: una síntesis del Noroeste de América del Sur (Venezuela, Colombia y Ecuador). Pp. 203-224. En: J.G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano (eds.). Paleozoico Inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura, España.
- Pitelli, R., y V. Rull. 1993. [Resumen] High resolution biostratigraphy of Oligo-Miocene Leon and Chama Formations: an integrated approach for sequence stratigraphic analysis. p. 62. Libro de resúmenes del AAPG/SVG International Congress and Exhibition. Caracas, 14 al 17 de marzo de 1993.
- Ramírez, C. y V. Campos, 1972. Geología de la región de La Grita-San Cristóbal, Estado Táchira. Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5(2):861-897.
- Ramírez, C., J.R. García y V. Campos. 1972. Geología de la región de Timotes, Estados Mérida, Barinas y Trujillo. Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5(2):898-934.
- Renz, O. 1959. Estratigrafía del Cretáceo en Venezuela Occidental. Bol. Geol., Caracas, 5(10):3-48.
- . 1977. The litologic units of the Cretaceous in Western Venezuela. V Congr. Geol. Venezolano, Caracas nov. 1977. Memoria Min. Energía y Minas, Soc. Venez. Geol., 1:45-58.
- Rod, E. 1956. Strike-slip faults of northern Venezuela. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 43(4):772-789.
- Rod, E. y W. Maync. 1954. Revision of Lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 38(2):193-283.
- Ross, M.I. y C. R. Scotese. 1988. A hierarchical model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. En C.R. Scotese y W.W. Sager (ed.), Mesozoic and Cenozoic Plate reconstructions. Tectonophysics, 155:139-168.
- Rull, V. 1992. Palinología del Oligoceno-Mioceno de la sección del río Chama (Flanco Norandino): edades, paleoambiente, paleoecología y estratigrafía secuencial. Informe interno Maraven S.A., inédito.
- Russell, D.E., O. Odreman, B. Battail y D.A. Russell. 1992. Découverte de Vertébrés fossiles dans la Formation de La Quinta, Jurassique du Vénézuéla Occidental. C.R. Acad. Sci. Paris 314 (Sér. II):1247-1252.
- Salas, H., y C. Abad. 1994 ("1992"). La altura del Pico Bolívar. Rev. Geogr. Venez., 33:277-287.
- Sánchez, M.T. y M.A. Lorente. 1977. Paleoecología y paleoambiente del Miembro Quevedo (Formación Navay), en las proximidades de Santa Bárbara. Mem. V Congr. Geol. Venez., 1:107-133.

- Schubert, C. 1968. Geología de la región de Barinitas-Santo Domingo, Andes venezolanos surorientales. Bol. Geol., Caracas, 9(19):182-261.
- . 1974. Late Pleistocene Mérida Glaciation, Venezuelan Andes. Boreas 3:147-152.
- . 1980. Aspectos geológicos de Los Andes venezolanos: historia, breve síntesis, el Cuaternario y bibliografía. Pp.29-46 en M. Monasterio (ed.), Estudios ecológicos en los páramos andinos. Edic. Univ. Los Andes, Mérida.312 p.
- . 1993. [Resumen] The Boconó Fault Zone, Western Venezuela. p. 67. Libro de resúmenes del AAPG/SVG International Congress and Exhibition. Caracas, 14 al 17 de marzo de 1993.
- Schubert, C., y L. Vivas. 1993. El Cuaternario de la Cordillera de Mérida. Andes venezolanos. Univ. Los Andes/ Fundación Polar, Mérida. 345 pp.
- Schwarzbach, M. 1963. Climates of the past. An introduction to paleoclimatology [traducido y editado por R.O. Muir]. D. van Nostrand Co. Ltd., Londres, 328 p.
- Shagam, R. 1969. Geología de Los Andes merideños. Informe inédito, Min. Energía y Minas, Dir. Geol., Div. Explor. (Zona Occidental), Mérida, 50 pp
- . 1972a. Geología de Los Andes centrales de Venezuela. Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5 (II):1201-1261
- . 1972b. Evolución tectónica de Los Andes venezolanos. Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5 (II):1201-1261
- . 1975. The northern termination of the Andes. Pp. 325-240 En A.N. Nairn y F. Stehli (Eds.) The Ocean Basins and Margins, Vol. 3: Gulf of Mexico and the Caribbean. Plenum Press, N.Y. & London, 706 pp.
- Sifontes, R. y E. García D., 1973. Prospección Geológica minera de la región de Bailadores-Guaraque, Estado Mérida. Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 7(5):3699-3700.
- Stephan, J.F. 1977. El contacto Cadena Caribe-Andes Merideños entre Carora y El Tocuyo (Estado Lara). Mem. V. Congr. Geol. Venez., Caracas, 2:789-816.
- Stainforth, R.M. y otros. 1970. Síntesis de la historia geológica de Venezuela. Pp. 635-654 en Léxico Estratigráfico de Venezuela (2da. ed.). Min. Minas e Hidrocarburos. Bol. Geología Publ. Esp. 4., Caracas. 756 pp.
- Sutton, F.A. 1946. Geology of Maracaibo Basin, Venezuela. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull., 30(10):1621-1741.
- Testamarck, J.S., 1992. Presentación de una nueva sección de referencia de la Formación La Luna para el Estado Táchira. Informe Técnico EPC-1317. Maraven, Caracas. 21 pp.

- Testamarck, J.S., O. Quijada, A. Bellizzia y G. Márquez. 1991. Informe final del levantamiento geológico de las líneas sísmicas del Flanco Nor-Andino. Informe interno de Maraven S.A. Inédito., Caracas, 109 pp.
- Tricart, J. y A. Millies-Lacroix, 1962. Les terrases quaternaires des Andes vénézuéliennes. Soc. Geol. France, Bull., Ser. 7:201-218.
- Trump, G.W. y A. Salvador. 1964. Guidebook to the geology of western Táchira. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petr., Guía de Excursión, 25 pp.
- Useche, A. e I. Fierro. 1972. Geología de la región de Pregonero, Estados Táchira y Mérida. Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5(2):963-998.
- Van Andel, T.H. 1958. Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of western Venezuela. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 42(4):734-763.
- Vasiliev, Y.M., V.S. Milnichuk y M.S. Arabaji. 1981. General and Historical Geology. [Traducido del ruso por H. Campbell Creighton] Mir Publishers., 382 p.
- Velásquez, M. 1991. Análisis palinológico en muestras de superficie, Sección Chama. Informe interno de Maraven, S.A., inédito
- _____. 1992. Los Andes venezolanos. Acad. Nac. Historia. xv + 255 pp.
- Vita-Finzi, C. 1986. Recent Earth movements. An introduction to Neotectonics. Acad. Press, San Diego, California, 226 p.
- Vivas, L. 1992. Los Andes venezolanos. Acad. Nac. Historia. xv+255 p.
- Zambrano, E., E. Vásquez, B. Duval, M. Latreille y B. Coffinieres. 1971. Síntesis paleogeográfica y petrolera del occidente de Venezuela. Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp., 5(1):483-545.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo contó con la valiosa guía y asesoría del Dr. Oscar Odreman (Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Los Andes, y Ministerio de Energía y Minas). Sus amplios conocimientos y experiencia en Los Andes de Venezuela, junto con su siempre, e incansable, buena disposición facilitaron la culminación de esta obra. El manuscrito final se benefició de los comentarios de dos revisores, el Dr. Oscar Odreman, y el Prof. Carlos Ferrer (Instituto de Geografía y Conservación de Recursos Naturales - IGCNRN, Facultad de Ciencias Forestales y Ambientales, ULA). Gracias a ellos, y a todos aquellos que de una u otra forma permitieron la realización de esta obra, dedicada particularmente a los estudiantes de la Escuela de Geografía de la ULA.

INDICE TEMÁTICO Y DE NOMBRES CIENTÍFICOS

A

Acadobáltico, 27
Actinopterygios, peces, 43
Africa, 40
Agua Viva, 88
Aguardiente, Formación, 50, 52, 53, 54
Albiense, 53, 54, 57, 60, 65
Alemania, 43
Alóctona, unidad, 15, 16, 17, 21
Alto de Escuche, 11
Alto de Vega de Aza, 71
América del Norte (Trilobites), 27
América del Sur (faunas Cámbricas), 27
Ammobaculites, 78, 81, 86
Ammomarginulina colombiana, 73
Ammonites, 60
Amonites, 40, 51, 54, 58, 61, 65, 69
Amphistegina aff. cubensis, 79
Amphistrophia, 31
Andes Centrales, 32, 87, 89
Andes noroccidentales, 31, 80
Andes nororientales, 80
Andes septentrionales, 7
Andes suroccidentales, 31, 71
Annularia sphenophylloides, 35
Annularia stellata, 37
Apalachiana, Región, 28
Antirhynchonella, 31
Apartaderos, región de, 11
Apartaderos, Páramo, 11
Apón, Formación, 49, 50, 51, 52, 53
Aptiense, 45, 47, 49, 50, 51, 52, 53, 66, 67, 68

Apure, subcuenca, 66
Arauca, Río, 47, 56
Arca, 79
Architectonica, 79
Arco de El Baúl, 55, 66
Arco de Mérida, 40, 45, 47, 48, 50, 51, 52, 53, 66, 67, 68
Arco volcánico del Pacífico, 45, 47, 71
Argentina, 27, 45
Aricagua, 25
Aricagua, Río, 33
Asáfidos, 30
Asociación Bella Vista, 18, 21, 23, 24
Asociaciones estratigráficas, 17
Asterostoma, 80
Atlántica, Provincia biogeográfica, 27, 40
Atlántico, Océano, 15, 28
Aviculopecten, 33
Avispa, Alto de, (véase Macizo de), 71, 76, 78, 79, 80

B

Bailadores, 32
Barbacoas, Plataforma de, 75
Barco, Concesión, 52
Barco, Formación, 42, 43, 73
Barinas, antefosa de, 83, 84
Barinas, cuenca de, 53, 54, 56, 58, 61, 66, 67, 75, 78, 82, 83
Barinitas, 78
Barquisimeto, surco de, 47
Barroisiceria, 65

Bathysiphon, 77
 Bella Vista (véase Asociación)
 Bennettittales, 43
 Betijoque, 88, 91
 Betijoque, Formación, 80, 83, 84, 86, 87, 88
 Bioestratigrafía marina, 89
Biscupina, 30
 Bivalvos, 29, 31, 33, 36, 51, 60, 78, 80, 81
 Bloque alóctono, 15
 Bloque autóctono de Caparo, 16
 Bloque Caparo, 18, 29
 Bloque estructural policomponente, 17
 Bloque Maya, 15, 18
 Boconó, Falla (véase Falla de)
 Boconó, Río, 13, 78
 Bolivia, 27
Bolivina, 69
Bolivinoides decoratus, 68
Brachyprion, 31
 Bramón, falla de, 82, 83
 Braquiópodos, 28, 30, 31, 36
 Briozoarios, 36, 53, 79
 Briozoos, 36
 Buena Vista, Río, 87
 Burbusay, 25
 Burdigaliense, 83
 Burgüita, formación, 69

C

Caja Seca, 88
Calamites, 33
 Calderas, Páramo, 13
 Calderas, Río, 78
 Caledoniana (véase Orogénesis)
 Cámbico, 21, 25, 27
 Campaniense, 47, 60, 64, 66, 67, 68, 69
 Campo de Tarra, 73
 Campo Elías, 21
 Campo Mara, 59
 Campo Silvestre, 78
 Campo Sinco, 78
 Campos de Tarra, 86
 Cangrejos, 65, 79
 Cantabriense Inferior, 35
 Capacho, 58
 Capacho, Formación, 54, 55, 56, 57, 60, 61, 65, 82
 Caparo, 28, 30, 31
 Caparo, Formación, 18, 20, 24, 27, 30, 31
 Caparoensis (véase Orogénesis)
Caprina, 54
 Carache, 25, 30, 36, 37
 Carache, Formación, 20, 35
 Caracol, miembro, 83, 85, 86

Caradociense, 30
 Carbón, 71, 74, 81
 Carbonera, Formación, 77, 81, 82, 85
 Carbonera, Quebrada, 81
 Carbonífero Inferior, 28, 33
 Carbonífero, 33
 Carbonífero Superior, 18, 20, 29, 30, 32, 33, 35, 36
Cardium, 79
 Caribe, Placa del, 85
 Caribeana, Orogénesis, 44
 Carvajal, Formación, 91
 Catatumbo, Formación, 73
 Cataysiano, 37
 Caús, Formación, 79, 80, 81
 Cefalópodos, 31, 36, 52
 Cendé, Páramo, 13
 Cenomaniense, 47, 54, 55, 57, 60, 61
 Cenozoico, 71
 Ceratopygidos, 27
 Cerro Azul, Asociación, 18, 22, 25, 32, 33
 Cerro Azul, Formación, (véase Asociación Cerro Azul)
 Chama, Formación, 83, 86
 Chama, Río, 11, 73, 81, 86
 Chejendé, miembro, 61
Chelonicerias, 51, 52
 Chiriría, Quebrada, 59
Choffatella, 49, 52
Choffatella decipiens, 51, 52
Clavulina, 69
Coahuillites, 69
Coilopoceras, 58
 Colombia, Andes, 28, 41, 66, 67, 68
 Colón, Formación, 47, 63, 66, 67, 68, 69, 78
 Complejo Iglesias, 18, 21, 22, 23
 Concostráceos, 43
 Coniaciense, 60, 62, 65
 Coprolitos, 43
 Corales, 31, 36, 79
Cordaites, 35, 37
 Cordillera Central de Colombia, 28, 85
 Cordillera de La Costa, 39, 40, 66, 75
 Cordillera de Los Andes, 15, 39
 Cordillera de Mérida, 7, 11, 12, 15, 17, 21, 23, 27, 28, 35, 71, 85, 87, 89
 Cordillera de Trujillo, 13
 Cordillera Oriental de Colombia, 7, 11, 18, 28, 45, 47, 71
 Cratón de Guayana, (véase también Escudo de Guayana), 25, 39, 40, 47, 49, 52, 56, 66, 67, 68, 69, 85
 Cratón suramericano, dominio, 45
 Cretácico, 11, 39, 40, 43, 45, 47, 61, 66, 71, 73, 75
 Crustáceos, 41, 43

Cryptolithus terryi, 30
Cryptothyrella, 31
 Cuaternario, 88, 89
Cucullaea, 52
 Cuenca del Táchira, 84
 Cuenca de Apure, 16
 Cuenca de Barinas, 16, 30, 50, 51, 55, 56, 61, 78
 Cuenca de Maturín, 85
 Cuenca de Venezuela Oriental, 55
 Cuenca del Lago de Maracaibo, 9
 Cuenca del Orinoco, 9
 Cuenca Oriental de Venezuela, 16, 27
 Cujisal, miembro, 67, 68
 Cupleidae, peces, 65
 Cycadales, 43
Cyclamina, 77
Cyclopteris fimbriata, 35
Cypridea valdensis, 43

D

Dalmanellidos, 30
Darwinula, 43
 Delta Misoa, 85
 Depresión de Barquisimeto, 7, 56
 Depresión de Táchira, 7, 11, 52, 56, 61, 82
 Depresiones tectónico-topográficas, 9
 Devónico, 18, 28, 29, 31
Dicarinella, 60
Dicranographus caparoensis, 30
Dicranographus nicholsoni, 30
Dictyozamites, 42, 43
Didymotis, 63
 Dinosaurios, 43, 61
Discocyclina, 79
Dolerorthis, 31
 Dunas fósiles, 91
Dyctyophyllum, 43

E

Echinaria, 33
Echinoconchus, 33
 Ecuador, 66
 Ejido, 52
 El Aguila, Formación, (=Asociación), 18, 25, 32
 El Batallón, Páramo, 11
 El Baul (véase también Macizo de), 25, 28, 66
 El Hatico, 23
 El Horno, Formación, 18, 20, 27, 28, 30, 31
 El Molino, 25
 El Molino, Páramo, 13
 El Pajarito, Páramo, 23

El Tambor, Páramo, 11
 El Zumbador, Páramo, 11, 33
 El Valle, Estado Mérida, 81
Emplectopteridium, 37
Engonoceras, 54
Ennallaster, 52
Eocoelia, 31
 Eoceno, 66, 67, 71, 73, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 85
Eostrophedonta, 31
 Equinodermos, 79
 Equinoideos, 51, 52
 Escalante, Río, 73, 81, 86
 Escandalosa, Formación, 64, 65
 Escudo de Guayana, (véase también Cratón de Guayana), 21, 27, 53, 65, 68
 Escudos del Precámbrico, 21
 Esponjas, 36
 Estanques, 23, 32, 91
 Estanques - Tabay, Fosa de, 34
 Estéridos, 43
 Estromatolitos de algas, 34, 35
Euphemites, 36
Eusphenopteris, 37
Eusphenopteris cf. *neuropteroides*, 35
Exogyra, 49, 51, 52
Exogyra aff. *squamata*, 54
Exogyra boussingaulti, 54
Exogyra virgula, 40
 Expansión del fondo oceánico, 15

F

Facies Mérida, 34
 Falcón, 80, 83
 Falla de Boconó, 7, 11, 22, 23, 85
 Falla de Bramón, 82, 83
 Falla de Capacho, 83
 Falla de Caparo, 30
 Falla de Motagua, 15, 18
 Falla de Río Momboy, 23
 Falla de San Cristóbal, 83
 Falla de Santa Marta - Bucaramanga, 82
 Faltiguerras, 23
Faedenia, 31
Fasciopsis, 37
 Fenestélidos, 36
Fenestella, 33
 Flanco Centro Oriental Andino, 33
 Flanco Norandino, 17, 84, 88
 Flanco Suroeste Andino, 41, 56
 Flanco Sur Andino, 27, 28, 30, 34, 35
Flexicalymene, 30
 Flora Cataysiana, 37
 Flora Euroamericana, 37

Flora Gondwánica, 37
 Flysch, 77
 Flysch, definición, 77
 Foraminíferos, 36, 51, 54, 57, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 66, 69, 74, 77, 78, 81, 86
 Fosa de Estanques-Tabay, 34
 Fosas de hundimiento, 9
 Ftanita de Táchira, miembro, 56, 60, 61, 63
 Fusulinidos, 36

G

Gales, región de, 28
 Ganoides, peces, 43
 Gasterópodos, 35, 49, 51, 52, 58, 65, 79, 80, 86
 Geosinclinal, 77
 Gigantopterídeos, 36
Gigantopteris, 37
 Glaciación Mérida, 91
 Glaciaciones, 89, 91
 Glaciales, 37, 91, 92
Globigerina, 57, 60, 62, 64
 Globigerinas, lodos de, 78
Globigerinelloides, 60
Globorotalia, 60
Globorotalia truncatulinoides, 87
Globotruncana, 60, 62, 64, 65
Globotruncana calcarata, 68
Globotruncana conica, 68
Glossopteris, 37
 Gneis granítico del Río Tapo, 23
 Gneis bandeado de La Mitisús, 22, 23
 Gobernador, Cerro, 78
 Gobernador, Formación, 78, 81
 Gondwana, 16
 GPS, 9
 Graben, 34, 35, 39, 40
 Graben de Caparo, 23
 Graben de Espino, 27
 Granito de Chachopo, 39
 Granito de Valera, 24, 39
 Granito del Río Cambur, 24
 Granito del Río Pedraza, 24
 Granodiorita de El Carmen, 39
 Graptolites, 28, 30
 Grupo Guayabo, 83, 84, 87
 Grupo Iglesias, 21
 Grupo La Gé, 40
 Grupo Orocué, 73, 74, 77
 Guanapa, Formación, 91
 Guanare, Río, 13
 Guaraque, 25, 32, 33
 Guaruríes, 51, 53, 57
 Guayacán, miembro, 57, 58, 60

Guayacán, Caliza de, 58
 Gusanos, tubos fósiles, 78
Guembelina, 60, 62, 64

H

Hannatoma, 81
Hannatoma emendorferi, 81
Haplophragmoides, 78, 79, 81
Hedbergella, 54, 60
 Helechos, fósiles, 43
Helicostegina gyralis, 79
 Hematita, 63, 64
Heminautilus, 51, 52
 Herciniana (véase Orogénesis H.)
Heterohelix, 60
 Hidrocarburos, 45, 54, 59, 65
 Holoceno, 11, 89, 91
 Horst, 39, 40
 Horst del Colorado, 25, 27, 30
Howellites colombianus, 43
 Humocaro Bajo, 80
 Humocaro, Formación, 67

I

Ícnofósiles, 80
 Iglesias (véase Complejo I.)
 Illaénidos, 30
 Independencia, Estado Táchira, 58
Inoceramus, 57, 60, 62, 63
Inoceramus labiatus, 60
 Interglaciales, 37
Isaura olssoni, 43
 Isla de Margarita, 39
 Islas Malvinas, 16
 Isnotú, 23, 87
 Isnotú, Formación, 80, 83, 84, 86, 87

J

Jabón, Páramo de, 13
 Jajó, 23
 Jarillal, Formación, 80
 Jurásico, 34, 40, 42, 43, 45

L

La Aguada, miembro, 61
 La Copé, 82
 La Copé, Formación, 82, 84
 La Culata, Serranía, 11
 La Fría, 83
 La Grita, 21, 42, 83

- La Grita, Miembro, 57
 La Lejía, Quebrada, 82
 La Luna, Formación, 54, 55, 56, 57, 59, 60, 61, 63, 65, 66, 67, 68, 77, 82
 La Luna, Quebrada, 59
 La Luna, Mar de, 57, 58
 La Mesa, Estado Trujillo, 41
 La Mitisús, gneiss bandeado, 23
 La Morita, miembro, 61, 65
 La Negra, Páramo, 11
 La Puerta, 23, 25
 La Puya, Formación, 51, 53, 54, 56, 61
 La Quinta, Formación, 33, 40, 41, 49
 La Rosa, Formación, 83, 86, 87
 Las Rosas, Páramo, 13
 La Vueltoza, 49, 51, 53, 65
 La Yuca, Formación, 84
 Lago de Maracaibo, (véase también Cuenca del, y Plataforma del L.), 9, 35, 66, 71, 73, 75, 76, 77, 79, 82, 83, 84, 85, 86
 Lagunillas, (Estado Mérida), 40
 lamelibranchios, 51, 52, 53, 58, 61, 86
 Lara, 79, 80
 Lara, Andes de, 51
 Laramidiana (véase Orogénesis L.), 47, 66
 Las Mesitas, Páramo, 23
 Las Tapias, 23
 Las Tapias, Páramo, 13
 León, Formación, 81, 82, 83, 85, 86
Lepidophylloides, 33
Lepidotus, 43
Leptaena, 31
Lesothosaurus, 43
Linderina floridensis, 79
Lingula, 36
Linoproductus, 33
 Lisure, Formación, 54
 Llandoveryanos, conjuntos, 28
 Llandovery, 31
 Llanos Orientales de Colombia, 28
 Lobatera, 59
 Lobatera, minas de, 81
 Lobatera, Río, 73, 77
Lobatopteris, 37
Lobatopteris vestita, 35
 Lodos de Globigerina, 78
 Los Carreros, Páramo, 13
 Los Cuervos, Formación, 73, 74
 Los Conejos, Páramo, 22
 Los Guáimaras, Estado Mérida, 52
 Los Guáimaras, miembro, 50, 52
 Los Torres, Formación, (=Asociación), 18, 25, 32
 lutitas graptolíticas, 28

M

- Macarena (véase Sierra de La M.)
 Machiques, 48

- Machiques, miembro, 52
 Machiques, surco de, 47, 52, 56
 Macizo de Avispa, (véase también Alto de A.), 76, 78, 79, 80, 83, 87
 Macizo de El Baúl, 16, 28, 30, 40
 Macizo de Guaramacal, 13
 Macizo de La Culata, 11
 Macizo de La Macarena, 27
 Macizo de Santa Marta, 73
 Macizo de Santander, 18, 28, 73
 Macizo de Tamá, 11
 Macizo de Tovar, 11
 Macizo del Colorado, 21, 23, 30, 56
Macoma, 81
 Maestrichtiense, 64, 66, 67, 68, 69, 71, 73
 Magmático, 23
 Magmatismo, 18, 27
 Magmatismo plutónico, 27
 Mamífero fósil, 84
 Manglares, 87
Manophryne collaris, 89
 Mar Caribe, 47
 Mar de La Luna, 57, 58
 Maraca, Formación, 51, 54, 56
 Maracaibo, Bloque de, 85
 Maracaibo, Depresión de, 88
 Margen continental transcurrente, 15
Marginotruncana, 60
Mariopteris, 35
 Maturín, cuenca de, 85
 Megabloque Norandino, 7, 8
Meifodia, 31
Mendacella, 31
 Mene, Río, 23
 Mercedes, Formación, 54
 Mérida, 22, 40, 41, 51, 68, 81, 91
 Mérida, Facies, 34
 Mérida, Formación, 34
 Mesa Palmar, Aldea de, 87
 Mesozoico, 7, 17, 18, 20, 35, 39, 66
 Metasedimentario, 22
 México, 15, 61
 Michay, Río, 23
Miliammina cf. *fusca*, 79
 Minas de Bailadores, 32
 Mioceno, 71, 75, 82, 83, 84, 85, 86, 87
 Mirador, Formación, 77, 78, 79, 80, 81
 Miranda, Páramo de, 23
 Mireles, Formación, 28, 30
 Misoa, delta, 85
 Misoa, Formación, 77, 78, 80
 Mississippiense, 28, 31, 33
 Mito Juan, Formación, 47, 66, 68, 69
 Mocotíes, Río, 11
 Molásicos, sedimentos, 82
 Moluscos, 49, 57, 58, 60, 65, 66, 69, 79, 81, 86, 87
 Monte Carmelo, Estado Trujillo, 23, 80
 Montevideo, Estado Lara, 52

Morrenas, 91
 Mosasaurios, 61, 65
 Motatán, 80
 Motatán, Río, 11
 Mucuchachí, 25, 33
 Mucuchachí, Asociación, 18, 25, 30, 31, 32, 33, 34
 Mucuchachí, Formación, 18
 Mucuchachí, Río, 33
 Mucujún, Formación, 88
 Mucujún, Río, 80
 Mucutuy, 33
 Mukum-barí, 9
 Murchisonia, 36
 Myalina, 33, 36
 Mytilarca, 33

N

Nautilidos, 51
 Navay, Formación, 61, 65, 67, 69
 Neocomiense, 47
 Neógeno, 7, 85, 88
 Neotrocholina, 52
 Neotrocholina cf. *valdensis*, 51
 Neuropteris, 37
 Neuropteris *scheuchzeri*, 35
 Neuropteris *ovata*, 35
 Nilssonia, 43
 Nodosaria, 60
 Núcleo Antiguo Andino, 17, 30
 Núcleo antiguo de la Cordillera de Los Andes, 18
 Nudo de Apartaderos, 13

O

Olénidos, 27
 Oligoceno, 71, 75, 76, 82, 83, 85
 Oliva, 79
 Onia, Río, 81
 Operculinoides *cookei*, 79
 Operculinoides *jennyi*, 78
 Orbitolina *concava*, 51, 53
 Orbulinoides *beckmanni*, 78, 80
 Ordovícico, 18, 25, 27, 29, 32, 33
 Ordovícico Inferior, 28, 30
 Ordovícico Medio, 24
 Ordovícico Superior, 28, 30
 Orinoco, Río, 47, 85
 Ornithomimus, dinosaurio, 43
 Orocué, Grupo, 73, 74, 77
 Orogénesis Caledoniana, 27, 28, 31
 Orogénesis Caparoensis, 25, 28, 31
 Orogénesis Caribeana, 75
 Orogénesis del Cretácico, 67
 Orogénesis Herciniana, 16, 18, 25, 27, 39, 40

Orogénesis Laramidiana, 47, 66
 Orogénesis Preandina, 74
 Orthocarstenia, 60
 Ostrácodos, 36, 43, 65
 Ostras, fósiles, 51
 Ostrea, 79
 Ostrea, 81
 Ostrea *scyphax*, 51, 54
 Otozamites, 42, 43
 Oxitropidoceras, 54

P

Pachydiscus neubergicus, 68
 Pacífico (véase Arco Volcánico del P.)
 Pacífico, región del, 15, 27, 40
 Pagüey, Formación, 78, 81
 Pagüey, Río, 78
 Paleoceno, 66, 67, 68, 71, 73, 74, 75, 77
 Paleógeno, 69, 71, 78
 Paleozoico, 15, 17, 18, 23, 25, 28, 32, 34, 35, 39, 40
 Paleozoico Inferior, 18, 23, 27, 28, 31
 Paleozoico Superior, 27, 28, 29, 30, 32
 Palmar, Formación, 80, 83, 85, 87, 88
 Palmarito, Formación, 18, 20, 30, 33, 35, 36
 Pangea, 40, 45
 Parabolina *argentina*, 30
 Parafusulina, 36
 Paralenticerias *sieversii*, 60
 Páramo de Apartaderos, 11
 Páramo de Calderas, 13
 Páramo de Cendé, 13
 Páramo de Jabón, 13
 Páramo de La Negra, 11
 Páramo de Las Rosas, 13
 Páramo de Las Tapias, 13
 Páramo de Los Carreros, 13
 Páramo de Los Conejos, 22
 Páramo de Piedras Blancas, 11
 Páramo de Río Negro, 13
 Páramo de San José, 13
 Páramo El Batallón, 11
 Páramo El Molino, 13
 Páramo El Pajarito, 23
 Páramo El Tambor, 11
 Páramo El Zumbador, 11, 33
 Parángula, Formación, 84
 Paují, Formación, 79, 80
 Paují, Río, 80
 Peces, fósiles, 41, 43, 56, 57, 60, 61, 65, 66, 69
 Pecopterídeas, 37
 Pecopteris, 37
 Pelecípodos, 36, 60, 79
 Península de La Guajira, 40, 45, 56
 Península de Paraguaná, 39, 40, 47
 Pennsylvaniense, 30, 33, 36
 Peñas Altas, Estado Lara, 52

Peñas Altas, Formación, 50, 54
 Perea gigante, 84
 Pericratónica, cuenca, 16, 18
 Pericratónicos, mares, 28
 Perijá (véase Sierra de P.)
Perisphinctes, 40
 Pérmico, 20, 25, 29, 33, 34, 35, 36, 37
 Pérmico Inferior, 32, 33, 37
 Permo-Triásico, 18, 39, 40
 Petróleo, 56, 59, 63, 73, 78, 79
Phthonia, 33
 Piché, miembro, 52
 Pico Bolívar, 9
 Pico El Toro, 9
 Pico Humboldt, 9
 Pico La Columna, 9
 Pico Mucunúque, 13
 Pico Pan de Azúcar, 11
 Piedras Blancas, Páramo, 11
 Pirita, 59, 63, 66
Pitar, 81
 Placa de Cocos, 15
 Placa de Nazca, 7, 15
 Placa de Suramérica, 7, 15
 Placa del Caribe, 7, 15
Planolites, 80
 Plantas, fósiles, 66, 77, 78, 82, 85, 88
 Plataforma de Barinas, 51
 Plataforma de Barbacoas, 75
 Plataforma de Maracaibo, 47, 48, 49, 51, 52, 56, 58, 71
 Plataforma rusa, 33
 Plataforma Suramericana, 15
Plectatrypa, 31
Plectodonta, 31
 Pleistoceno, 37, 89, 90, 91, 92
 Plioceno, 82, 84, 85, 88, 89, 90
 Plutónico, magmatismo, 27
 Pocó-2X, Pozo, 87
 Polen, fósil, 35, 73, 75, 77
Polymorphopteris, 37
 Pre-Andino, relieve, 39, 41
 Precámbrico, 7, 17, 18, 21, 34, 40
Prepothierium venezuelanum, 84
 Productidos, 33
 Proterozoico, 15, 18, 21
 Proto-Atlántico, océano, 45
Protoblechnum, 37
 Proto-Caribe, mar, 45
 Proto-Orinoco, 85
 Provincia alóctona, 18
 Provincia autóctona, 19
Pseudophragmina cf. *perpusilla*, 79
 Pteridospermas, 33, 37
Ptilophyllum, 43
 Pueblo Llano, 23

Pueblo Viejo, anticlinal de, 83
 Pueblos del Sur, Estado Mérida, 25
Pullenia cretacea, 66

Q

Quebrada Carbonera, 81
 Quebrada Carrizal, 33
 Quebrada Chiriría, 59
 Quebrada León, 85
 Quebrada Mucuchache, 37
 Quebrada Zorca, 58
 Quevedo, miembro, 61, 65, 69
Quinqueloculina, 81
 Quiú, Río, 23

R

Radioactividad, 59, 67
 Radiolarios, 60, 63, 64, 65
 Región Central Andina, 27, 28, 30, 32, 34, 39
Rhizocorallium, 80
 Rifting, 15, 35, 40, 45
 Río Arauca, 47, 56
 Río Aricagua, 33
 Río Boconó, 13, 78
 Río Buena Vista, 87
 Río Cachirí, Grupo, 29
 Río Calderas, 78
 Río Chama, 11, 73, 81, 86
 Río de Oro, miembro, 68, 69
 Río Escalante, 73, 81
 Río Guanare, 13
 Río Lobaterita, 73, 77
 Río Momboy, Formación (=Asociación), 18, 25, 31, 32
 Río Mucuchachí, 33
 Río Mucujún, 80
 Río Negro, Formación, 23, 42, 47, 48, 49, 52, 53
 Río Negro, Páramo, 13
 Río Onia, 81
 Río Orinoco, 47
 Río Orinoco, proto-, 85
 Río Paují, 80
 Río San Pedro, Estado Zulia, 80
 Río Santo Domingo, 13, 91
 Río Yuca, Formación, 84
 Río Zulia, 81, 85
Rotalia, 60, 69
Rotalipora, 57, 61
Rotalipora appeninica, 60
 Rubio, 82
 Rudísticos, 54
Rugosa, 33
 Rusa, Plataforma, 33

S

Sabaneta, Formación, 18, 20, 30, 33, 34, 35, 36
 San Antonio, 87
 San Cristóbal, 83
 San Javier, Formación, 75, 30, 81, 88
 San José, Páramo, 13
 San José de Palmira, 23
 San Pedro del Río (Estado Táchira), 53, 59
 San Pedro, Río, 80
 Santa Ana, 43
 Santa María de Caparo, 49, 53, 65
 Santa Marta, Macizo, 73
 Santander, Macizo, 18, 28, 73
 Santo Domingo, 23, 51, 78
 Santo Domingo, Región de, 22
 Santo Domingo, Río, 13, 91
 Santoniense, 47, 55, 60, 62, 64
 Seboruco, 42, 52
 Seboruco, miembro, 57, 18
 Serranía de Trujillo, 80, 83
 Serranía del Interior, 13, 39
 Serranía del Norte, 11, 21
 Sierra de la Culata, 11, 21
 Sierra de La Macarena, 28
 Sierra de Perijá, 7, 18, 28, 29, 30, 35, 39, 40, 42, 48, 53, 54, 56, 67, 75, 76, 82, 83
 Sierra de Portuguesa, 13
 Sierra de Santo Domingo, 13
 Sierra Nevada de Mérida, 11, 13, 21, 83
 Sierra Nevada, Asociación, 18, 22, 30
 Sierra Nevada, Formación, 22
 Silúrica, fauna, 28
 Silúrico, 18, 28, 31, 32
 Silúrico Inferior, 28
 Silúrico Superior, 28
Siphogenerinoides, 63, 64, 67, 69
Siphogenerinoides bramlettei, 67
 Sistema Costero venezolano, 13
 Sistema de Posicionamiento Global, 9
 Socopó, Río, 68
 Socuy, Río, 68
 Socuy, miembro, 66, 67, 68
Sphenodiscus, 69
Spirifer, 33
 Stephaniense, 35, 36, 37
Stigmara ficoides, 33
 Subsistencia, 31, 47, 55, 66, 82
 Supraterreno, 18

T

Tabay, 23
 Táchira-Tarra, región de, 76, 82, 83, 87
 Táchira, cuenca del, 84
Taenipteris, 37
 Tectónica convergente, 15
 Tectónica distensiva (véase rifting)
 Tectónica transcurrente, 15
Teichicnus, 80
Tellina, 81
 Terciario, 17, 80
Terebra, 79
Terebratula, 54
 Terrazas de Carvajal, 91
 Terreno Mérida, 15, 16, 18, 29
 Terreno Yucatán, 15, 16
 Terrenos, 17
 Terrenos agregados, 21
 Terrenos yustapuestos, 18
 Teta de Niquitao, 13
Texanites texanum, 60
Thalassinoides, 80
 Tibú, miembro, 49, 52
 Tiburones, coprolitos, 43
Tillophyllum, 42
 Timbetes, miembro, 61, 62
 Timotes, 23
 Tinacoa, Formación, 42
 Tobas volcánicas, 40
 Tostós, Asociación, 16, 18, 25, 27, 30, 31, 32, 33
 Tostos, Formación, 18
Toxaster, 51, 52
 Tremadociense, 30
 Tres Esquinas, miembro, 66, 67, 68
 Triásico, 25, 40, 42, 43
Trigonia, 49, 52
 Trilobites, 27, 28, 30, 31, 36
 Trinidad, Isla, 40
 Trinucleidos, 30
Trochammina, 77, 79, 81
 Trujillo, 25, 79
 Trujillo, Formación, 75, 77
 Trujillo, Serranía de, 80
 Trujillo, surco de, 47
Truncorotaloides rohri, 80
 Tuñame, 23
 Turoniense, 58, 60, 62, 65
Turritella, 79

U

Uribante, subcuenca del, 56
Uribante, surco de, 47, 48, 49

V

Valera, 91
Valle de Quíbor, 13
Valle Hondo, Formación, 67
Vega de Aza, 67
Vega de Aza, alto de, 71
Vega de Aza, paleoalto de, 67
Volcánicas, rocas, 40, 41
Volcánicos, granos, 59
Vulcanismo, 40

W

Weichselia, 53
Wenlock Inferior, 31
Westfaliense, 36
Westfaliense Superior, 35
Whiteinella, 60
Williamsonella, 42

Y

Yucatán, 15, 16
Yucatán, Península de, 61

Z

Zamipteris, 37
Zamites, 43
Zea, 51, 53, 57
Zona de subducción, 15
Zorca, Quebrada, 58
Zulia, Río, 81, 85

INSTRUCCIONES A LOS AUTORES

Los Cuadernos de la Escuela de Geografía son el órgano divulgativo de la Escuela de Geografía de la Facultad de Ciencias Forestales y Ambientales de la Universidad de Los Andes (Mérida, Venezuela). En ellos se publicarán: apuntes-textos, apuntes de prácticas, ensayos y monografías y otro tipo de material de apoyo docente, que sea de interés para los estudiantes de la ciencia geográfica y las ciencias afines. Los trabajos deberán ser originales y no estar editados o sometidos a consideración en otro medio de comunicación.

La Comisión de Publicaciones del Instituto y de la Escuela de Geografía exigirá el envío de los trabajos por triplicado, a la siguiente dirección: Instituto de Geografía y Conservación de los Recursos Naturales, Universidad de Los Andes, Mérida 5101 Venezuela, a fin de ser sometidos a arbitraje. Se sugiere el envío de un disquete con el texto en Word Windows 6.0 o en Word Perfect (sin formatos especiales).

APUNTES - TEXTOS

Entendidos como la recopilación y sistematización de aspectos didácticos relacionados con un tema en particular o conjunto de ellos, que faciliten el proceso de enseñanza aprendizaje dentro de una asignatura.

APUNTES DE PRACTICAS

Estarán referidos a elaboraciones sistematizadas de los instrumentos que pueden aplicarse en los trabajos de campo, en los estudios de casos y como orientaciones para la preparación de informes técnicos, prácticas de laboratorio, monografías, ensayos y trabajos de investigación.

Asimismo, se incluyen materiales instruccionales destinados a la elaboración de análisis estadísticos de materiales gráficos cartográficos e información de tipo cualitativo.

ENSAYOS

Se refieren a la exposición de un tema central en torno al cual se argumenta, sin pretender agotar la temática en cuestión.

MONOGRAFIAS

Son trabajos que buscan la descripción o tratado especial y profundo de un tema determinado.

TITULO

El título deberá ser exacto, breve claro. Se considera aceptable una extensión de 10 a 15 palabras. Debe aparecer centrado en la parte superior de la página 1, con todas las letras en mayúsculas.

NOMBRE DEL AUTOR Y DIRECCION

Los nombres de los autores deberán ser colocados debajo del título, seguidos por la dirección de la institución de trabajo.

RESUMEN

A continuación de las direcciones, y en una página aparte, se incluirá un breve resumen en español. Deberá ser claro y conciso, sin que haya necesidad de hacer referencia al texto, y no deben tener citas ni referencias. Sus dimensiones preferibles deben estar entre las 60 y 150 palabras.

PALABRAS CLAVE

A continuación del resumen se colocará una línea de palabras clave, separadas cada una por punto y coma, y que identificarán los aspectos principales del artículo. Ejemplo:

Palabras Clave: Climatología, Venezuela, Andes, Río Santo Domingo; Estado Barinas.

TEXTO

El texto principal debe comenzar en página aparte. La estructura del trabajo podrá ser flexible, de acuerdo con la especialidad del tema tratado. Los nombres científicos deben ir en negrita e italicizada. Para los números decimales deben usarse comas y no puntos.

La introducción o presentación deberá señalar, fundamentalmente, la naturaleza, importancia, objetivos y alcance del trabajo.

Los objetivos del texto tienen que formularse de manera consistente con el propósito educativo central relativo al proceso de enseñanza del estudiante. La selección del contenido debe ser realizada en razón de la importancia y significación de la temática para lo cual es necesario contrastarla con los criterios de pertinencia, actualidad, validez, utilidad y representatividad. Ello refleja la experiencia profesional y psicopedagógica del autor.

La bibliografía propuesta en el texto debe ser accesible a los estudiantes, de manera que sea localizable en la biblioteca de la unidad académica, en otros centros de la localidad.

REFERENCIAS CITADAS

Las referencias citadas en el texto deben señalarse entre paréntesis, con el apellido del autor seguido por una coma y el año de la publicación. Cuando la cita sea textual debe indicarse el número de página correspondiente a la misma, por ejemplo (Ramírez 1996:67). Si la referencia en el texto se relaciona con más de dos autores, se debe citar el primero acompañado de las palabras et al., aún cuando en las referencias citadas se deben incluir los nombres completos de todos los autores. En el caso de varios trabajos elaborados por el mismo autor y en el mismo año, las referencias se indicarán en el texto con letras minúsculas (a, b, c, d, etc.) colocadas a continuación del año de publicación. Las citas deben corresponderse con una indicación completa en la lista de referencias citadas y deben estar dispuestas en estricto orden alfabético.

Ejemplos:

Para artículos en revistas:

Odreman, O. y Ghosh, S. 1980. Estudio paleoambiental-peleontológico de facies de la Formación La Quinta, cerca de Mérida. *Boletín de Geología*, Min. Energía y Minas, 14(26):89-97

Para libros:

Frakes, L.A. 1979. *Climates throughout geologic time*. Elsevier Sci. Publi. Co., Amsterdam, 310 p.

Para artículos en libros:

Lillegraven, J.A., M. J. Kraus y T.M. Brown. 1979. Paleogeography of the world of the Mesozoic. En: J.A.: Lillegraven, Z. Kielan-Jaworowska y W.A. Clements (eds.), *Mesozoic mammals. The first two thirds of mammalian history*. 120-150 Univ. California Press. Berkeley.

Para Congresos Seminarios, Reuniones

Higgs, R. 1993. (Resumen) Sedimentological evidence for early uplift (Oligocene) of the Venezuelan Andes. p. 51. *Libro de resúmenes del AAPG/SVG Internacional Congress and Exhibition*. Caracas, Venezuela (14 al 17 de marzo de 1993)

Para Tesis, Trabajos de Ascenso, Informes:

Marechal, P. 1993. *Les témoins de chaîne Hercynienne dans le noyau ancien des Andes de Mérida (Venezuela). (Structure et évolution tectonométamorphique)*. Tesis doctoral de 3er Ciclo, Universidad de Bretaña Occidental, Francia 176 p. Inédito.

FIGURAS

Los gráficos, croquis, fotografías, planos, láminas, mapas, etc., se denominarán figuras y se entregarán en hojas separadas (papel de dibujo a tinta chi-

na). El tamaño máximo de los originales de las figuras serán, por razones técnicas, de 62 x 46 cm, lo cual permite su reducción al tamaño de 1/16. Después de reducción, las letras deben tener una altura de 1.5 a 2.01, mm. y los decimales deben ser visibles. Las figuras deberán ser enumeradas en orden de aparición en el texto, con números arábigos. Las figuras no deben ser recargadas con cuadros, recuadros, ni con los nombres de los autores y dibujantes. La figura debe presentar características que no dificulten la legibilidad una vez reducida. La descripción correspondiente a la figura debe aparecer en hojas apartes.

Las fotografías deberán ser en blanco y negro, en papel de buena calidad, preferentemente brillante.

TABLAS

Las tablas se denominarán "cuadros", y deberá ser mecanografiadas a doble espacio y en hojas separadas. Así como también las columnas deben estar tabulada. En su parte superior se ordenarán con números arábigos y llevarán a

continuación una leyenda explicativa. Las notas al pie de tabla se utilizarán para especificar información detallada (como por ejemplo, niveles de significación estadística) y deben ser colocadas debajo de los cuadros (indicadas con superíndices numerados).

PIE DE PAGINA

No se recomienda el uso de pie de página. No obstante, cuando el trabajo lo amerite, las notas pueden ser referidas al final del artículo, debidamente numeradas, atendiendo la secuencia en que las mismas son citadas en el texto.

GLOSARIO DE TERMINOS

Se sugiere la incorporación de un glosario relacionado con el vocabulario de uso más frecuente en el tema tratado.

NOTA

A cada autor principal de los artículos publicados en los Cuadernos de la Escuela de Geografía se le entregará, libre de costo, diez (10) ejemplares de su trabajo.



ESCUELA DE GEOGRAFIA • UNIVERSIDAD DE LOS ANDES
